Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 7 (1901-1903)

Heft: 6

Rubrik: Revue géologique suisse pour l'année 1901

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: 09.08.2025

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Revue géologique suisse pour l'année 1901.

N° XXXII

par H. SCHARDT et CH. SARASIN.

Nécrologies.

Nous avons à signaler la mort de M. **de Mojsisovics**, géologue autrichien de grand mérite, dont les travaux sur les Alpes autrichiennes et notamment sur les Alpes grisonnes orientales et méridionales nous intéressent tout spécialement. M. de Mojsisovics s'est acquis un mérite particulier par ses travaux sur le Trias des Alpes orientales.

Un géologue, dont la mort suscitera le regret unamime des géologues suisses, M. **Edmond v. Fellenberg** (1838-1902), s'est consacré spécialement à l'exploration du massif de l'Aar entre le Lötschenpass et la Grimsel jusqu'à la vallée du Rhône. De nombreux travaux traitant les minéraux de la Suisse sont dus à sa plume. Nous aurons, par la suite, à signaler des articles biographiques sur la vie et les travaux de cet excellent et aimable collègue.

Ire PARTIE — TECTONIQUE

Par H. SCHARDT.

Généralités. Descriptions géologiques, tectoniques et orographiques.

Manuel de géologie. — Nous enregistrons ici la publication d'un **manuel élémentaire de minéralogie et de géologie** pour les écoles moyennes de la Suisse. L'auteur, M. le Dr H. FREY [1], s'est efforcé de doter nos écoles d'un ouvrage aussi complet

[1] Dr H. FREY. Mineralogie u. Geologie für Schweizerische Mittelschulen. Leipzig, A. Freitag, 1901. 230 p. 260 fig.

que possible, sans être surchargé, mis entièrement à la hauteur de la science actuelle. Sa première partie contient des données sur la cristallographie, les propriétés physiques et chimiques des minéraux, une description des principaux minéraux et des tables pour leur détermination. Suit un chapitre sur la pétrographie, donnant, à la suite du mode de formation et du gisement des roches essentielles, leur composition et leur structure, tant des roches cristallines et cristallophylliennes que des roches sédimentaires.

La partie géologique proprement dite s'étend sur les volcans, l'érosion, la sédimentation et leurs agents, la tectonique et donne un résumé de stratigraphie, suivi d'un coup d'œil sur le monde organique et ses modifications pendant les époques géologiques, les fossiles caractéristiques des étages géologiques et les séries philogénétiques de quelques types animaux.

Cet ouvrage remplit certainement une lacune depuis longtemps sentie et rendra d'excellents services.

Théories géologiques. — Un opuscule qui fera peut-être hausser les épaules à plus d'un, mais qui présente cependant un certain intérêt et quelque originalité, est celui de M. Hermite [1], intitulé *Essai d'une explication par les causes actuelles de la partie théorique de la géologie.* On conçoit de prime abord que le mot théorie de la géologie se résume pour l'auteur dans la conception de l'origine du globe terrestre, sa nature interne, les phénomènes qui en découlent et les mouvements de l'écorce terrestre. Il prévoit la nécessité de faire intervenir dans l'explication des phénomènes géologiques l'équivalence mécanique de la chaleur. Il est regrettable, dit-il, que De la Bèche, qui a publié, en 1838, un ouvrage sur la partie théorique de la géologie, n'ait pas connu le principe de l'équivalent mécanique de la chaleur.

L'auteur fait une objection à la théorie de Newton sur l'applatissement de la terre, en trouvant plus admissible que la terre primitive doit se transformer en un disque très applati sous l'influence d'une rotation continuelle.

Les mouvements orogéniques qu'Elie de Beaumont attribuait à la contraction due au refroidissement du globe, ne sont pas dûs à cette cause, parce que, dit M. Hermite, la chaleur émise par la solidification est égale à celle perdue par le refroidissement! S'inspirant d'une note de M. Bertrand [2], il affirme que la chaleur souterraine est produite par

[1] Neuchâtel, Attinger frères, 1901. (M. Hermite est décédé en 1902.)
[2] *C. R. Ac. sc. Paris*, 5, II, 1900.

l'affaissement des bassins marins. Ces affaissements, se faisant périodiquement, engendrent beaucoup de chaleur, qui se communique à l'eau des océans et produit une forte évaporation et des pluies abondantes sur les continents qui en sont refroidis d'autant, d'où la forte activité détritique constatée à chaque oscillation orogénique.

Il parle ensuite du phénomène paléothermal, — mis en relation avec la cohésion plus grande alors qu'aujourd'hui, — qui a peu à peu conduit à l'époque glaciaire. Si, aujourd'hui, les glaces polaires ne sont pas plus étendues, c'est parce que tous les courants marins chauds se rencontrent là.

Dans un appendice, il parle de questions à élucider, de l'atmosphère, de l'équilibre des mers et de la figure de la terre, le volume des glaces quaternaires, les terrasses parallèles, les mouvements du sol et les volcans.

Alpes.

ALPES CALCAIRES OCCIDENTALES.

Préalpes et klippes. — En 1901, la *Société géologique de France* a parcouru, lors de son excursion annuelle, les **Alpes du Chablais** sous la direction de M. LUGEON [1]. Le principe du recouvrement des Préalpes, émis par l'écrivain de ces lignes en 1893, accepté en 1895 par M. Lugeon et appliqué par lui aux Alpes du Chablais, devait subir l'épreuve du feu. Il y avait parmi les excursionnistes MM. Kilian, de Lapparent, E. Haug, C. Schmidt, G. Steinmann, etc., ces deux derniers adversaires du charriage venu du S, bien que l'admettant venu du N, tandis que M. Haug soutenait l'hypothèse d'un éventail composé imbriqué, ayant surgi sur place par compression de plis groupés autour d'un synclinal médian.

La discussion a été nourrie, ainsi que le prouvent les débats au cours des excursions et des séances journalières pendant les huit jours d'excursion, dont quatre sur la partie suisse des Alpes du Chablais.

Nous ne suivrons pas ici le compte rendu des excursions dans tous ses détails, nous ne relèverons que les résultats constatés et les objections principales présentées au cours des débats.

Le trajet entre Meillerie et Bouveret permit de consta-

[1] Réunion extraordinaire à Lausanne et dans le Chablais. *Compte rendu des séances*, 1901, p. 83-112, et *Bull. soc. géol. France*, NS., t. I, 1902, p. 677-722.

ter la superposition réelle du bord N des Préalpes par sa base triasique sur la Mollasse rouge ou le Flysch, ce dernier étant supposé renversé. A cette occasion, on a exprimé l'idée que la Mollasse rouge devait être désignée sous le nom de *Flysch rouge*. Puis suivent les anticlinaux penchés, avec écrasement du flanc N, du Grammont, de Vouvry et d'Utane, et près de Monthey les plis couchés autochtones d'Urgonien et de Néocomien sous la Molasse rouge. M. Haug pense que cette Mollasse rouge, au lieu de joindre celle du Bouveret *par-dessous* les Préalpes, comme le veut la théorie du recouvrement, devait plutôt passer *par-dessus* cette région, sans perdre son caractère d'identité de part et d'autre; la distance qui sépare les deux points où elle s'enfonce sous les Préalpes est suffisante pour admettre là la racine d'un éventail composé! M. Steinmann fait aussi une observation analogue.

La suite des excursions, partant de Champéry dans le val d'Illiez, conduit dans la région des klippes laminées de Savonnaz, de Culet et de Ripaille, suivies d'une série de petits lambeaux ou klippes triasiques et liasiques dépendant de la zone interne des Préalpes et d'autres des Préalpes médianes, ici presque entièrement laminées.

Le passage entre le massif de Tréveneusaz et la zone de brèche d'Onnaz (bord interne des Préalpes), montre la superposition de la Brèche du Chablais (montagne d'Onnaz) sur le Flysch avec une lame de schiste à *Posidonomya* dans ce dernier, qui repose à son tour sur la série normale de Crétacique, de Malm et de Trias du massif de Tréveneusaz. La direction d'un pli-faille, qui atteint ce dernier sous le massif de la Brèche et dont la direction est parallèle aux autres plis, est contraire à l'idée que Tréveneusaz présenterait un déversement vers la vallée du Rhône.

Dans la discussion qui a suivi à Thonon, divers géologues émettent leur opinion sur les constatations faites. M. Kilian compare les phénomènes de recouvrement des Préalpes à ceux du Briançonnais, où les recouvrements exotiques précédemment admis par M. Termier se transformèrent en plis étirés, dont les racines existent. La découverte d'une « racine » des Préalpes dans le massif du Wildstrubel parlerait contre un charriage lointain.

M. Haug, se basant sur cette même découverte et l'existence d'un faciès schisteux du Néocomien, proclame l'« effondrement » des arguments stratigraphiques concernant le contraste entre le faciès préalpin et le faciès helvétique. Les

arguments tectoniques n'ont pas plus de valeur, tout ce qui est connu jusqu'à ce jour peut se concilier avec son explication tendant à représenter la structure des Préalpes par un « éventail composé imbriqué. » Il affirme en tout cas que l'origine transalpine des Préalpes est aujourd'hui condamnée, bien que la dite racine ne concerne que la bande interne des Préalpes et non la grande masse de celles-ci. Toutefois, il n'hésiterait pas à abandonner sa manière de voir, si d'autres découvertes venaient à être faites, mais, en attendant, les faits constatés jusqu'ici ne permettent pas de trancher la question dans un sens ou dans l'autre.

Les quatre derniers jours ont été consacrés à l'étude de la Brèche du Chablais et aux Préalpes de Savoie dans lesquelles sont entaillés les divers embranchements de la vallée de la Drance. On voit le contour, simulant le front d'un pli couché, qui marque le bord N de la masse de Brèche, la nature particulière de cette formation, tantôt brèchoide, tantôt calcaire à faciès échinodermique, même coralligène, en tout cas d'eau peu profonde littorale.

Les gisements de roches éruptives en forme de blocs et lambeaux isolés englobés dans le Flysch, ont pu être visités partiellement, de même que le gisement houiller de Tanninges.

Dans un mémoire plus étendu servant d'argumentation plus complète de l'hypothèse du charriage des Préalpes, M. Lugeon donnera un travail d'ensemble sur la relation entre les Préalpes et les plis des Hautes-Alpes en Savoie et en Suisse (voir *Revue géol.* pour 1902).

L'étude stratigraphique des terrains mésozoiques de la **Chaîne du Niremont**, en vue d'une monographie paléontologique des fossiles néocomiens de cette région, a amené M. Sarasin[1] à la constatation que les lames de Barrémien, Hauterivien, Valangien supérieur, de Berrias (Valangien inférieur) et de Jurassique intercalées dans le Flysch, ne sont pas des replis à proprement parler, mais bien des écailles superposées les unes au-dessus des autres et séparées par des surfaces de glissement.

Entre le Flysch et le Crétacique inférieur, il n'y a aucune formation pouvant être attribuée au Gault ou à l'Aptien.

[1] Ch. Sarasin et Schöndelmayer. Etude monographique des Ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-Saint-Denis. *Mém. soc. pal. suisse*, 1901, t. XXVII. *Archives Genève*, t. XII, p. 650.

M. Keidel [1] a étudié la géologie du groupe de la **Hornfluh** et des **Spielgerten**, sur les deux flancs avoisinant la vallée de la Simme. Il y a reconnu la série des roches caractéristiques à la zone sud des chaînes calcaires des Préalpes. *Trias*, formé de gypse, calcaire dolomitique et cornieules, suivi de calcaire à crinoides rose attribué au *Lias* [2], *Dogger* à *Mytilus* et calcaire sableux, supportant le *Malm*. Cette série, qui constitue le groupe proprement dit des Spielgerten, contraste avec celle du Kumigalm et de la Hornfluh, qui présente sur le Trias la formation de la Brèche de la Hornfluh (= br. du Chablais), qui est accompagnée de schistes calcaires.

Dans la région des Spielgerten, le Crétacique est représenté seulement par les « couches rouges » qui surmontent directement le Malm. M. Keidel affirme que les couches rouges recouvrent aussi la formation de la brèche de la Hornfluh !

Quant au Flysch, l'auteur constate que Ischer, trompé par l'absence d'éléments bréchoides qui caractérisent le Flysch du Niesen, a indiqué ces schistes marneux, micacés, tantôt comme Lias, tantôt comme Crétacique. Il est signalé la présence de blocs de diabase (porphyrite) sur le versant E de la vallée de la Petite Simme, au S de Zweisimmen.

Après cette orientation stratigraphique, l'auteur examine la tectonique de cette région. Il en donne deux profils transversaux allant du contact anormal S du Trias sur le Flysch jusqu'à la vallée de la Simme au N. Il constate, outre la superposition anormale du Trias de toute la région, la structure en écailles aussi dans les divers complexes de sédiments qui constituent les Spielgerten et le groupe de la Hornfluh; cette forme de dislocation prédomine plus que les plissements. Sur le bord S du groupe des Spielgerten, on voit alterner le calcaire dolomitique et la cornieule, ce qui atteste la structure imbriquée.

La Brèche de la Hornfluh alterne avec le Flysch, pour la même raison. Mais il y a, en outre, plusieurs accidents transversaux, tels que décrochements à rejet plus ou moins important. On en voit sur la paroi des Spielgerten, sur l'arête du Seehorn et du Frohmattgrat, où la paroi est comme hâchurée d'alternances de Malm et de couches rouges. L'arête

[1] H. Keidel. Ein Beitrag zur Kenntniss der Lagerungsverhältnisse in den Freiburgeralpen. *Berichte naturf. Ges. Freiburg i. B.*, 1902, t. XIII, 23-39.

[2] Cette « brèche à crinoides » n'est autre chose qu'un calcaire dolomitique spathique formant des intercalations dans les calcaires dolomitiques du Trias ! (H. Sch.)

des massifs calcaires des Spielgerten au bord de la vallée de la Simme serait aussi dûe, selon l'auteur, à un accident transversal. Ces décrochements (Blätter) sont considérés comme étant en relation avec la formation des écailles. Il conclut catégoriquement que la force qui a poussé ces écailles les unes sur les autres, *doit avoir agi du NW au SE.*

L'auteur admet, en parlant de l'origine du Flysch, que la mer du Flysch peut parfaitement avoir été interrompue par des zones d'îlots de roches cristallines qui, après avoir fourni au Flysch ses roches cristallines, seraient devenues les amorces pour les chevauchements ayant conduit à la structure imbriquée. En considérant que la zone des Playades-Niremont recèle d'après M. Sarasin, aussi une structure imbriquée, il en déduit que cette zone extérieure des Préalpes pourrait bien représenter un équivalent à la région imbriquée interne des Spielgerten-Hornfluh, en marquant une *seconde ligne de chevauchement*, bordant la Mollasse, comme l'autre borde la zone du Flysch du Niesen. Les chaînes calcaires entre deux constitueraient donc bien un éventail imbriqué composé, comme l'admet Haug !

M. Lugeon[1] annonce qu'il a découvert dans la région du **Wildstrubel** des lambeaux et des plaques de recouvrement dépendant d'un pli ayant racine dans la vallée du Rhône, qui, d'autre part, se continue jusqu'aux écailles jurassiques de la zone dite des cols, dans la région des Préalpes. Ce serait, selon lui, une *racine des Préalpes suisses.*

MM. Lugeon et Rœssinger[2] ont fait connaître les premiers résultats de leurs recherches sur la **géologie de la Haute Vallée de Lauenen**, au contact des Préalpes et des Hautes-Alpes calcaires.

Ils y distinguent quatre zones d'après les terrains qui la constituent.

1. *Zone de la Brèche à Echinodermes.* Enchevêtrement de Flysch et de calcaire jurassique (Dogger ou Lias), associé à du Trias ; marnes bariolées, cornieule, calcaire dolomitique et gypse.

2. *Zone des schistes à Posidonomyes.* Association de Flysch et de schiste du Lias supérieur, avec Lias inférieur ou Dogger et Trias.

[1] M. Lugeon. Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses. *C. R. Acad. sc. Paris*, 17 janv. 1901.

[2] M. Lugeon et G. Rœssinger. Géologie de la Haute Vallée de Lauenen. *Archives Genève*, t. XI, p. 74-78. *C. R. soc. vaud. sc. nat.*, 3, VII, 1900.

3. *Zone des marnes oxfordiennes.* Association de Flysch, calcaire du Malm, marnes oxfordiennes à fossiles pyriteux et Trias.

4. *Socle des Hautes-Alpes calcaires*, à faciès helvétique, avec Nummulitique, Urgonien, Néocomien.

Le Flysch est partout formé d'une association de schistes, grès, brèches à éléments sédimentaires et cristallins.

Au point de vue tectonique, la caractéristique de cette région peut, malgré le dédale apparent des terrains, se résumer comme suit : ce sont des successions de lames mésozoiques imbriquées, nettement mises en contact par des surfaces de glissement et qui s'appuyent, les unes sur les autres, souvent en répétition et séparées par du Flysch.

Les écailles s'appuyent, zone par zone, dans l'ordre énuméré, sur les plis des Hautes-Alpes, en se moulant autour de ceux-ci et s'introduisant même dans les synclinaux à faciès helvétique. En outre, les allures des plis Hautes-alpins réagissent sur la disposition des écailles des Préalpes.

Les auteurs rappellent que les terrains mésozoiques, intercalés dans le Flysch de la zone des cols, se retrouvent, avec les mêmes faciès dans la zone extérieure bordant le bassin miocène.

A un point de vue général, la tectonique de la région de Lauenen consiste dans la formation d'écailles multiples, sans charnières visibles, avec écrasement fréquent de ces écailles, se traduisant par le laminage des terrains tendres et la fragmentation des bancs durs, amenant la formation des klippes jusqu'à celle de brèches de dislocation.

Les auteurs envisagent les hypothèses que l'on peut édfiier pour expliquer cette situation singulière. On pourrait y voir des terrains en place chevauchant contre et sur le bord des Hautes-Alpes, ou bien des lames de charriage entraînées par la marche en avant des Préalpes médianes et écrasées entre celles-ci et les Hautes-Alpes, ou bien encore comme des plis indépendants venus du S. Cette dernière explication leur paraît être la plus satisfaisante.

Un résumé de cette étude a été présenté par M. Rœssinger [1] à la Société vaudoise des sciences naturelles (3, VII, 1901). L'auteur prépare un travail plus détaillé sur cette contrée.

[1] *Archives Genève*, 1901, XII, p. 554.

Blocs exotiques. — M. G. Rœssinger [1] a signalé des **blocs de roches cristallines exotiques** dans le massif de la **Hornfluh**, au-dessus de Gessenay. M. A. Bonard, qui en a fait l'analyse pétrographique, désigne cette roche comme ophite ou gabbro hypoabyssal. Dans un note, publiée en commun, ces deux savants décrivent d'abord le gisement qui est situé sur le flanc E de la Hornfluh, à l'endroit nommé Wittern. Un fragment d'une autre ophite, identique à celle de Wittern, a été trouvé près de Weissenfluh sur Gstaad.

Le Flysch qui encaisse les pointements de Wittern a fourni un échantillon qui est nettement hétérogène et correspond à un poudingue. Un autre échantillon est un grès à ciment calcaire.

La roche éruptive elle-même, soit celle de Wittern, soit celle de Weissenfluh, est une ophite ou gabbro hypoabyssal à grain moyen. La couleur verte est due à l'abondance de la chlorite. Le feldspath est probablement de l'albite ayant remplacé un feldspath plus basique. La chlorite résulte d'un pyroxène. Il y a des traces de microcline, de biotite, de sphène, du fer titané et de l'apatite.

L'absence de toute métamorphose de contact et la fréquence de l'effet du laminage permettent d'affirmer que cette roche a été entraînée par voie mécanique dans le Flysch.

M. Schardt [2] a signalé une série de **blocs exotiques dans le massif de la Hornfluh** qui viennent augmenter notablement les exemples cités par M. Rœssinger. C'est sur l'arête de Flysch qui s'élève de Zweisimmen jusqu'au Rinderberg que se trouvent ces gisements. Il y en a d'abord toute une série de pointements visibles sur le sentier et à côté de celui-ci, près de Im Fang, à la cote moyenne de 1200 m. Les affleurements se poursuivent sur 500 m. environ et sont si rapprochés que l'on pourrait les attribuer à une seule masse ou lame pointant au milieu du Flysch. Entre Eggenweid et Rinderberg, dans la forêt, il y a encore deux rochers visibles de loin, formés par la même roche, qui est une roche basique verdâtre (porphyrite). Ici, le contact avec le Flysch est très net. C'est un enchevêtrement dynamique, sans aucun métamorphisme

[1] Georges Rœssinger et Arthur Bonard. Les blocs cristallins de la Hornfluh. *C. R. soc. vaud. sc. nat. Archives Genève*, 1901, XII, 541. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, t. XXXVII, 1901, 471-478. 1 pl.

[2] H. Schardt. Les blocs exotiques du massif de la Hornfluh. *Eclogæ geol. helv.*, VII, 1901, p. 196-198. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, t. XXXVIII, p. 49-52.

de contact. Un amoncellement de blocs se voit encore près de l'arête, non loin des chalets du Rinderberg.

Enfin, sur le flanc E de la même arête, au-dessus de Moosbach, près du pont de Blankenburg, il y a deux lames lenticulaires de roches vertes enchassées dans le Flysch. Ici, de même, sans aucun métamorphisme de contact.

Il s'agit évidemment de lambeaux ayant existé sous la nappe de la brèche jurassique de la Hornfluh, qui repose elle-même sur un socle de Lias fossilifère et de calcaire triasique, blocs qui furent entraînés dans leur situation actuelle lors du charriage de la nappe de brèche.

Brèches du Flysch. — M. Bonney[1] a comparé les **brèches du Flysch des Alpes suisses** à certaines brèches d'origine encore énigmatique, tels que le Rothliegende, les brèches du Devon et du Thuringerwald, où des matériaux anguleux ou subanguleux sont interstratifiés à des lits à éléments plus fins. Ce sont des dépôts côtiers bordant des terres fermes et se terminant au large en forme de coin. On les a attribués à des éboulements plutôt qu'à des torrents de montagne. D'autres ont fait intervenir des glaciers ou des glaces flottantes, sans pouvoir trancher la question définitivement. Il rappelle aussi les brèches de Gibraltar, des îles Falkland, de Perse et d'autres parties de l'Asie centrale, etc.

De telles brèches, — le Rothliegende et les brèches triasiques, — peuvent être considérées comme témoignant d'un climat continental.

L'explication des brèches du Flysch se heurte contre le dilemme, ou bien le climat à l'époque de leur formation était le même qu'aujourd'hui et il y avait là un vaste district élevé de terre ferme, dont aucun reste n'est plus visible dans le voisinage des brèches, ou bien elles proviennent d'une chaîne pas moins élevée que les Alpes actuelles, mais qui a disparu sans même qu'on en puisse fixer l'emplacement. Mais dans ce dernier cas aussi on doit conclure que la température de cette époque n'était en tout cas pas inférieure à la présente.

Alpes calcaires orientales.

L'origine de la **vallée du Rhin** et de ses embranchements a été traitée par M. Rothpletz[2]. Nous avons mentionné déjà

[1] T.-A. Bonney. On the Relation of certain Breccias to the physical Geographie of their age. *Proc. geol. Soc. London*, 1901-1902, N° 754, p. 48.

[2] A. Rothpletz. Ueber die Entstehung des Rheinthales oberhalb des Bodensees. *Ver. f. Geschichte des Bodensees*, etc., fasc. 29. 1901.

son opinion d'après laquelle l'origine de la vallée du Rhin serait due à des effondrements (Graben). Une bande d'affaissement aurait déterminé l'emplacement de la vallée du Rhin antérieur et une faille verticale courant le long du tronçon S-N de la vallée, jusqu'au lac de Constance, aurait provoqué le tracé du cours du Rhin à partir du coude, près de Coire. Le rejet de cette faille correspondrait a un affaissement considérable de la lèvre E. Enfin la vallée de la Sees serait tracée par une faille longitudinale avec affaissement du flanc S. Les fissures de la vallée du Rhin semblent s'être produites les premières; c'est la formation de la faille du lac de Wallenstadt qui a motivé l'écoulement momentané de l'eau par la dépression Wallenstadt-vallée de la Linth. Les cônes de déjection torrentiels barrent cette vallée et rejettent le Rhin dans son ancien cours. Des affaissements dans la partie N des Alpes transformèrent la vallée du Rhin et son ancien embranchement, la vallée de la Linth, en un vaste lac en forme d'Y, comprenant la vallée de la Linth, le lac Bodan et la vallée du Rhin jusqu'à Coire. La division de ce grand lac en plusieurs bassins séparés (Zurich, Walen, Bodan), puis le comblement de la vallée du Rhin de Coire à Bregenz, sont l'effet de l'alluvionnement qui tend, aujourd'hui encore, à réduire de plus en plus le domaine des eaux lacustres.

A la suite de son mémoire sur la géotectonique des Alpes glaronnaises, M. Rothpletz[1] vient de publier un nouveau travail sur **la zone limitrophe entre les Alpes occidentales et orientales**, siège des grands couvrements du Rhæticon. Dans l'introduction, l'auteur compare les régions alpines, dont la tectonique compliquée n'a pas encore été éclaircie à ces sommets toujours entourés de brouillards, d'où la vue est bornée et obscurcie. Le but de cette recherche est d'essayer de dissiper ce brouillard et de faire jaillir la lumière. Il remarque que de telles régions embrouillardées suivent précisément les limites politiques des pays; telles la région limitrophe entre la France et l'Italie et celle du contact entre les Alpes bavaroises, autrichiennes, suisses et italiennes! Il rappelle l'important enfoncement de la vallée du Rhin encaissée entre les Alpes occidentales et orientales si différentes par leurs faciès

[1] A. Rothpletz. Geologische Alpenforschungen. I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- u. Westalpen u. die rhætische Ueberschiebung. *München. J. Lindauersche Buchhandlung*, 1900, 174 p., 69 fig., 5 pl.

Id. Der Rhæticon u. die grosse rhætische Ueberschiebung. *Zeitsch. d. deutsch. Geol. Gesellsch.*, 1899, 86-94.

et leur tectonique. Dans ces régions où la lumière fait besoin les questions surgissent à chaque pas. Où sont les racines des grands recouvrements? La classification du Trias de cette région est à refaire, et tant que cela n'est pas le cas, on ne saurait débrouiller les complications tectoniques!

Certaines grandes lignes peuvent cependant être établies dès maintenant, c'est ce que M. Rothpletz essaie de faire.

Dans la première partie, il décrit la série stratigraphique qu'il classe comme suit : FORMATION DU GNEISS, avec mica-schistes et schistes amphiboliques. Certains de ces terrains ont été assimilés par Theobald aux schistes de Casanna.

PERMIEN. Sernifite, Röthidolomit, Quartenschiefer. (M. Rothpletz considère ces deux dernières formations comme étant inférieures au grès bigarré ou Werfenien.)

TRIAS. *a*) *Rhœticon*. Grès bigarré, cornieule et dolomite, Muschelkalk (Conchylien, formé d'alternances de calcaires à crinoides et de calcaire plaqueté), couches de Partnach, c. de l'Arlberg, c. de Raibl, Dolomite principale, c. de Kœssen, calc. du Dachstein.

b) *Grisons* NE. Grès bigarré, Muschelkalk, Dolomite, couches de Kœssen.

LIAS. Faciès schisteux de l'Algäu, faciès d'Adnet (calcaires rouges) et faciès des schistes grisons avec conglomérats polygéniques (Falknis). Quant à ce dernier faciès, il faut rappeler que l'accord est loin d'être conclu; car, suivant les géologues, les schistes grisons sont tertiaires, jurassiques ou paléozoiques. M. Rothpletz admet les trois possibilités en même temps, suivant la région. C'est donc un des problèmes encore obscurs.

MALM et DOGGER. Le Malm paraît représenté par le faciès tithonique.

TERTIAIRES. Schistes du Flysch avec intercalations de

ROCHES ÉRUPTIVES. Serpentines et basaltes (connus dans la littérature sous le nom de spilites, diorites, diabases, etc.).

L'auteur examine et discute ensuite la situation tectonique de la région. Il ne nous est naturellement pas possible de rendre ici point par point ses descriptions si détaillées, illustrées, en outre, par de nombreux croquis et profils. Il en ressort que dans le Rhæticon il y a sur toute la longueur, entre Vaduz et Klosters, superposition anormale du Trias sur le Tertiaire (Flysch). De même aussi sur le versant N. La

carte tectonique fait ressortir le fait d'une manière frappante; les profils géologiques comblent les détails que la carte, plutôt schématique, ne peut pas donner. Le Rhæticon proprement dit, qui s'avance comme un promontoire entre la vallée de Montafon et le Prätigau, présente comme plus ancienne formation le grès bigarré, suivi du Muschelkalk, des couches de l'Arlberg et de Raibl, du Hauptdolomit et du Rhétien. Le sommet du Scesaplana offre même un peu de Lias. Toutes ces formations en superposition normale présentent, au-dessous de la couche la plus ancienne, du Flysch à fucoides visible jusque près de Klosters. Mais les accidents locaux sont sans nombre. D'abord le plan de superposition anormale ou plan de charriage (Ueberschiebungsfläche) est incliné. Il s'enfonce d'une manière générale de l'W vers l'E. La masse en recouvrement est repliée d'une manière intense par place. Des failles l'entrecoupent et la morcellent en fragments dénivelés. Deux de ces failles sont orientées W-E et vont en convergeant dans la direction de Bludenz (vallée de Montafon). Elles commencent au-dessus de Vaduz et de Malbun, au bord de la vallée du Rhin, et divisent la plaque du Rhæticon en trois bandes affaissées du côté N. Le Falknis lui-même paraît appartenir à un fragment en surélévation, délimité par deux failles, qui se prolongent jusque près du Seehorn sur Schruns. Outre ces fissures, il y a des plis-failles qui provoquent la formation d'écailles.

Le contact anormal par recouvrement ne s'arrête pas à Klosters; il se dirige de là au SW jusqu'à la Lenzerheide pour prendre ensuite une direction W-E, dessinant des sinuosités profondes sur l'emplacement des vallées d'érosion, jusqu'au lac de Silvaplana, d'où il se continue encore le long du pied SW du massif de la Bernina. Ainsi l'arête du Lenzerhorn, qui sépare le Prättigau et la dépression de Churwalden-Lenz de la vallée de Davos, forme le front d'une plaque de recouvrement prolongeant celle du Rhæticon, mais infiniment plus disloquée, entrecoupée non seulement de failles, mais aussi d'innombrables plis écrasés isoclinaux, plis-failles et écailles. Plus au NE, les massifs de l'Albula et de la Bernina participent au recouvrement! La seule différence d'avec la plaque du Rhæticon est que le Flysch qui forme le substratum de celle-ci, est remplacé par les schistes grisons liasiques à partir de la région de Klosters jusqu'au Schwarzhorn. Dans la vallée de Davos seulement et le long de la Lenzerheide, le Flysch du substratum se retrouve, mais il est aussitôt remplacé plus à l'E par les schistes grisons paléozoiques.

Les schistes du Flysch du substratum paraissent remplir des synclinaux dans les schistes grisons liasiques et avec ces derniers dans les schistes grisons paléozoiques. Au milieu de ceux-ci surgissent des pointements de gneiss, ce qui attesterait la présence d'anticlinaux.

M. Rothpletz consacre encore un chapitre spécial au Calanda, qu'il considère comme faisant partie non pas du grand pli glaronais, mais du substratum basal de celui-ci. Un profil partant de Haldenstein, au bord de la vallée du Rhin, jusqu'à Vilters, au bord de l'autre branche du coude du Rhin, accuse la présence de pas moins de six anticlinaux, jurassiques au SE et crétaciques au NW, séparés par autant de synclinaux, tant crétaciques que tertiaires.

Quant au Fläscherberg, M. Rothpletz le considère bien comme la continuation de la zone des Churfirsten, qui fait partie de la nappe glaronnaise; il conteste, par contre, son ancienne connexion avec le Calanda, qui appartient à la masse basale de cette nappe.

En résumé, l'auteur constate que les montagnes basales du Rhæticon étaient parcourues par une limite de faciès courant de l'E à l'W en séparant le faciès helvétique du côté N (avec Nummulitique et Crétacique) du faciès australpin au S, où le Flysch repose sur le Tithonique et le Lias et celui-ci sur le Trias, assez différent de celui du faciès helvétique. Au sud de cette ligne, il a dû y avoir retrait de la mer dès le dépôt du Lias jusqu'au moment où la mer tithonique est revenue envahir la terre ferme. La mer s'est retirée de nouveau pendant toute la période crétacique, jusqu'à l'époque de la formation du Flysch. Ces mouvements ont dû produire des discordances que l'on retrouve réellement. La présence de dépôts polygéniques dans le Lias prouve même l'existence, déjà pendant cette époque, de terres fermes avec affleurements granitiques, tandis qu'au N (faciès helvétique) la sédimentation a été continue. L'émersion définitive coïncide avec le plissement alpin; les plis sont orientés essentiellement du SW au NE.

La masse supérieure du Rhæticon gisait autrefois à au moins 30 km. à l'E de sa place actuelle. Son arrivée dans sa position actuelle s'est accomplie le long d'un plan de glissement. Le Flysch se retrouve aussi dans cette région supérieure, mais en masses très réduites et en discordance sur le Tithonique, le Lias, le Trias et le Permien. Le Tithonique ne se trouve que dans le Rhæticon méridional et dans l'Engadine. Fait singulier, le Lias et le Tithonique semblent s'exclure mu-

tuellement. Dans le Rhæticon septentrional, le Trias repose partout en discordance sur les couches plus anciennes ; toutefois, les schistes paléozoiques y font défaut et ne se présentent que plus au S. Le N était donc émergé pendant cette époque; ce n'est qu'à l'époque permienne que la mer y est revenue (Sernifite). Le S du Rhæticon, où le Trias fait défaut, peut être considéré comme ayant été un prolongement de la terre ferme triasique des Alpes orientales, ou un promontoire de la terre ferme helvétique. La transgression du Rhétien est en relation avec les déplacements du rivage le long de cette zone émergée. Le plan de recouvrement est en général peu accidenté; il coupe les plis du substratum, comme ceux de la plaque de recouvrement, d'où l'on peut conclure que le recouvrement s'est produit après le plissement. D'ailleurs, on ne constate que rarement des zones de froissement, où les terrains sont broyés et triturés. Cela tient en partie à la présence de dépôts d'éboulis qui ne laissent que rarement le contact à découvert. Le mouvement du charriage doit s'être produit de l'E vers l'W et non en sens contraire.

Les failles appartiennent à plusieurs catégories. Les plus anciennes doivent être celles qui n'affectent que la masse basale ou la masse recouvrante; d'autres ont dû se produire pendant le mouvement; ce sont soit des failles verticales, soit surtout des chevauchements ayant créé des écailles. Une troisième sorte de failles est postérieure au recouvrement; celles-ci peuvent affecter à la fois la masse recouvrante et la masse basale. Les grandes failles longitudinales W-E du Rhæticon en font partie, de même que plusieurs failles transversales. La formation de certains lacs est en relation avec celles-ci.

L'auteur attribue les lambeaux et masses éruptives qui accompagnent le recouvrement rhétique à des éruptions ayant eu lieu sur place et voit même une certaine relation entre la présence de ces roches et la fréquence des sources thermales dans les Grisons. Il pose la question de la contemporanéité de ces effusions avec le recouvrement du dégagement de chaleur accompagnant cette formidable dislocation, etc., sans pouvoir prononcer un jugement.

Les relations entre le recouvrement du Rhæticon et la masse de charriage glaronnaise ressortent de la carte orographique. La nappe glaronnaise s'enfonce visiblement sous la nappe du Rhæticon. La masse basale de celui-ci appartient donc à la nappe glaronnaise; c'est celle-ci qui supporte la nappe rhétique, comme la nappe glaronnaise est supportée par sa propre masse basale. La relation de part et d'autre

est parfaitement analogue. La valeur du recouvrement glaronnais étant de 40 km., chaque point de la nappe rhétique, dont le rejet est de 30 km., s'est donc déplacé de l'E à l'W de 70 km.!

M. Rothpletz conclut que l'âge de ces recouvrements doit être postérieur au plissement alpin, bien qu'on ne puisse pas fixer exactement l'époque de l'ère tertiaire (oligocène, miocène?) qui a vu se produire ces dislocations.

Il revient enfin à parler des failles de la vallée du Rhin et celles de la vallée du lac de Wallenstadt, qui sont en relation avec la genèse de ces dépressions.

Quant à la limite entre les Alpes occidentales et orientales, il semble, d'après cette démonstration, que ce n'est pas la limite occidentale de la nappe du Rhæticon qui devra être considérée comme telle, puisque la masse basale qui appartient aux Alpes occidentales continue certainement au-dessous. Ici les deux régions alpines se superposent, au lieu de se juxtaposer! Il conviendrait plutôt de choisir pour cela la vallée du Rhin, le sillon d'érosion le plus profond, puisque c'est l'érosion qui a causé le modelé des Alpes et que la subdivision rigoureusement géologique des Alpes se heurte encore à bien d'autres difficultés.

Nous avons vu paraître plusieurs *guides géologiques* concernant des régions alpines limitrophes à la Suisse.

Citons d'abord le guide dans la **région du Rhæticon**, avec ses recouvrements, par A. Rothpletz[1]. Ce petit volume, dit l'auteur, est écrit pour l'ami des Alpes qui, sans être spécialiste, veut, en les parcourant, se renseigner sur l'architecture de ces belles montagnes. Il est destiné à renseigner celui-ci sur la nature des terrains et de leur superposition, sur le trajet d'un certain nombre d'itinéraires répartis sur dix-huit excursions. A ce titre, ce livre n'est pas un aperçu ou un coup d'œil sur la géologie de la région qu'il concerne; toutefois, après avoir étudié une certaine route décrite, l'amateur géologue pourra facilement s'orienter aussi là et y trouvera d'autant plus de satisfaction. Ainsi ces lacunes apparentes seront comblées.

L'auteur cite les principales publications relatives à la région qui comprend le Vorarlberg occidental et une partie des

[1] A. Rothpletz. Das Gebiet der zwei grossen rhätischen Ueberschiebungen zwischen dem Bodensee u. dem Engadin. *Sammlung geologischer Führer*, X, Berlin, Gebr. Bornträger. 1902. 16°. 256 p., 81 fig.

Alpes grisonnes et glaronnaises. L'introduction contient des indications sur les roches, tant sédimentaires que cristallines, et leurs formes métamorphiques, la série des formations sédimentaires et un aperçu sur les principes de tectonique, ainsi que sur les formes particulières des dislocations que l'on rencontre dans les Alpes.

Les itinéraires des diverses excursions qui suivent énumèrent la succession des terrains, leurs contacts et mode de dislocation. Ils traversent d'abord le Vorarlberg, montrant les formations tertiaires miocènes, puis le Flysch, suivi des roches crétaciques et jurassiques à faciès helvétique de la partie basale du bord alpin. Le Flysch recouvrant ces couches plissées et faillées supporte à son tour des masses repliées à faciès austro-alpin, qui forment des écailles ou masses de recouvrement, alternant avec du Flysch et souvent morcelées par des failles. L'auteur distingue dans ces écailles celle de l'Allgäu et celle du Lechthal, qui viennent aboutir au bord de la vallée du Rhin. Plus au S se montre une troisième masse de recouvrement qui dépend du massif de la Silvretta et par laquelle le granit et les schistes cristallins de ce massif viennent se superposer au Flysch et au Lias. C'est l'amorce de la plaque de recouvrement rhétique.

Une série d'excursions traversent la partie centrale des Grisons, où d'innombrables témoins de plis couchés et d'écailles de recouvrement se succèdent jusqu'au contact du massif de la Bernina ; là les terrains cristallins sont, comme au Silvretta, en recouvrement sur les schistes grisons (paléozoique, d'après l'auteur). Le massif du Julier, de même, présenterait une superposition anormale de ses granites sur les schistes grisons plissés.

Enfin, une dernière série de jours est consacrée aux Alpes glaronnaises, sur lesquelles l'auteur a déjà fait connaître ses vues (voir *Revue géol.* pour 1898), et il jette en dernier lieu un coup d'œil sur l'origine et l'ancienne extension du lac de Constance.

De nombreuses figures, très nettes, ajoutent énormément à la clarté du texte. Ce volume rendra donc certainement d'utiles services, non seulement aux amateurs, mais aussi aux spécialistes. On aurait cependant vu avec plaisir dans ce volume une carte d'ensemble du champ d'excursion : simple carte hydrographique avec les lignes tectoniques indiquant en même temps les itinéraires décrits.

La région limitrophe entre le faciès helvétique et le faciès austro-alpin, le long du versant S du **Rhæticon**, est décrite

avec beaucoup de détails dans un mémoire de M. LORENZ[1]. C'est le complément que l'auteur nous annonçait déjà dans sa monographie du Fläscherberg, dont nous avons déjà rendu compte (*Rev.*, p. 1900). Il s'agit de la zone intermédiaire entre le Rhæticon proprement dit (la plaque de recouvrement triasique) et le faciès helvétique, dont le Fläscherberg est un des derniers témoins.

Les terrains constituant cette région sont :

I. Le FLYSCH, qui s'étend sur une grande surface le long du socle de la montagne.

II. Le CRÉTACIQUE supérieur (= couches rouges à foraminifères = Scaglia) avec *Globigerina Linaei*, dans lequel l'auteur a découvert, en outre, des Inocerames et des Bélemnites (*B. mucronata ?*). Dans cette région, les couches de Seewen du faciès helvétique font défaut.

III. Le NÉOCOMIEN supérieur, formation bréchiforme et sableuse (Tristelbreccie), avec *Orbitolina lenticularis* et les mêmes fucoides que le Flysch.

IV. JURASSIQUE. Brèche polygénique du Falknis et calcaires gris (Tithonique).

V. TRIAS. Très développé dans la grande masse du Rhæticon qui reste en dehors des limites de cette étude.

Remarquant que les faciès de cette région intermédiaire ne concordent ni avec le faciès helvétique, ni avec celui du Rhæticon proprement dit, l'auteur l'appelle « faciès vindelicien. »

La tectonique de cette région est extrêmement compliquée. Comparant les profils de M. Lorenz avec ceux de M. Rothpletz, on constate des différences d'interprétation considérables, puisque ce dernier considère la brèche du Falknis comme Lias et les « couches rouges » comme Tithonique. La brèche de Tristel, avec les schistes à fucoides, sont naturellement rangés par M. Rothpletz dans le Flysch. De ce chef, les résultats des recherches tectoniques sont absolument différentes. D'ailleurs, M. Rothpletz s'est surtout occupé des grandes lignes du recouvrement rhétique, dont M. Lorenz ne dessine que le bord. Le champ d'étude de ce dernier fait exclusivement partie de ce que M. Rothpletz a appelé la *masse basale du Rhœticon* et dans laquelle il ne figure que du Flysch et du Lias, avec des allures assez uniformes.

[1] TH. LORENZ. Geologische Studien im Grenzgebiete zwischen helvetischer- u. ostalpiner Facies. II. Südlicher Rhæticon. *Ber. naturf. Ges.*, Freiburg i. B., XII, 1901, p. 34-95. 19 fig. et 9 pl., dont une carte géol.

Les profils, tant transversaux que longitudinaux, que M. Lorenz a tracés, montrent que cette zone intermédiaire entre les plis helvétiques (plis glaronnais) et la plaque du Rhæticon sont, au contraire, le siège d'énergiques dislocations, ayant conduit à la formation d'écailles, lambeaux de recouvrement, klippes, etc. C'est une véritable *structure imbriquée* des éléments stratigraphiques résistants, avec plissements et froissements intenses des parties tendres marneuses ou schisteuses. Le Trias n'est que peu représenté. Ce sont les étages supérieurs du Mésozoique (Tithonique, Crétacique inférieur et supérieur) et le Flysch qui constituent cette zone « prérhétique. » Le Tithonique repose presque toujours, en contact anormal, sur le Flysch (klippes normales); ailleurs, il en est séparé par des couches rouges crétaciques (klippes renversées), en forme de tête d'anticlinal ou de lambeau du flanc renversé d'un pli.

Le mémoire de M. Lorenz est certainement un appoint important à nos connaissances sur cette région si compliquée. Il semble ouvrir un monde nouveau dans cette partie de nos Alpes[1].

Le guide à travers les **Alpes du Tirol** et du **Voralberg** que nous devons à M. Blaas[2] ne comprend pas moins de six fascicules, dont le premier donne une vue d'ensemble sur cette vaste région alpine qui s'étend du Pinzgau à l'E et du lac de Garda au S, jusqu'à la frontière suisse. Les quatre autres sont consacrés aux divers grands groupes : 2e Alpes bavaroises et Vorarlberg, 3e Tirol septentrional, 4e Tirol moyen, 5e Tirol méridional; enfin, un 6e fascicule renferme la liste bibliographique complète sur cette région et la table des matières. Les croquis, profils et cartes locales, au lieu d'être intercalés dans le texte, forment un 7e fascicule. Ils sont au nombre de 216, plus 2 cartes géologiques, dont une en couleurs.

Cette publication importante sera certainement vivement appréciée par tous ceux qui s'intéressent à la géologie des

[1] Comparée aux Alpes occidentales suisses, cette « zone prérhétique » est moins par son faciès que surtout par sa tectonique, absolument l'homologue de la première zone des Préalpes du Stockhorn (z. du Niremont-Gurnigel, notamment Montsalvens-Biffé), tandis que le Rhæticon proprement dit représente tectoniquement la masse des chaînes calcaires de la nappe de recouvrement préalpine, ainsi que nous l'avons déjà exprimé en 1893. Les différences de faciès s'expliquent aisément par la distance. H. Sch.

[2] J. Blaas. *Geologischer Führer durch die Tiroler- u. Vorarlberger-Alpen*, 7 fascic., 983 p. 16°, 216 fig., 2 cartes. Innsbruck. Wagnersche Universitätsbuchh., 1902.

Alpes. La partie relative au Vorarlberg (fasc. 2), qui seul est limitrophe à la Suisse, fait partiellement double emploi avec le guide de M. Rothpletz. Toutefois, le mode différent de description donne à chaque ouvrage sa valeur spéciale. Les données tectoniques, profils et croquis sont d'ailleurs empruntées, pour cette partie, aux travaux de M. Rothpletz.

La carte géologique en couleurs qui accompagne ce guide sera pour tous d'une grande utilité, grâce à son échelle de 1 : 500 000.

On saisit avec facilité le phénomène remarquable du recouvrement des terrains à faciès des Alpes orientales par-dessus les chaînes à faciès helvétique. Celles-ci, — prolongement des plis glaronnais, — s'enfoncent de plus en plus vers l'E et se terminent au bord de la vallée de l'Iller, près d'Oberstdorf, en s'enfonçant sous le Flysch. Le recouvrement du Rhæticon sur le Flysch en ressort aussi avec une évidence frappante, de même que plus au S la superposition du Jurassique, du Trias, du Permien et même du Cristallin sur ce même Flysch.

Alpes calcaires méridionales.

Une importante monographie géologique sur la région du **lac d'Iseo** est le produit des recherches de M. Baltzer[1]. Ce mémoire apporte autant de faits nouveaux au point de vue tectonique qu'au point de vue stratigraphique et par rapport à l'ancienne extension des glaciers dans cette région. Bien que située en dehors du territoire suisse, nous tenons à mentionner ce mémoire, qui constitue un document important pour la géologie du versant S des Alpes.

La vallée de l'Oglio et le bassin du Lago d'Iseo qui se trouve, à son embouchure, dans la plaine lombarde, sont entaillés presque transversalement aux lignes tectoniques. Celles-ci marquent des zones de plissement, soit des plis anticlinaux ou isoclinaux, soit des plis-failles ayant conduit à de véritables chevauchements ou recouvrements. Leur direction va du SW-NE ou WSW-ESE.

L'auteur distingue quatre zones anticlinales, dont la plus méridionale est déjetée vers le S et offre une structure isoclinale. C'est en amont du lac, à l'E du val Camonica, entre

[1] A. Baltzer. Geologie der Umgebung des Iseosees. *Geol. u. palaeont. Abhandlungen* (E. Koken), N. F., t. V, fasc. 2, 1901, 48 p. 4°, 5 pl, 1 carte geol., et *C. R. Soc. helv. sc. nat.*, Aarau, 1901, p. 168. *Archives*, XII, 138. *Eclogæ*, t. VII, 137, 146.

Mortera et Dosso Pesona, que se montre le recouvrement par lequel le gneiss séricitique, supportant du Trias, est venu se superposer à un anticlinal de Permien et de Trias. Ce recouvrement indique nettement un mouvement NE-SW d'une amplitude de 7 km. au moins.

Outre le plissement principal, M. Baltzer a observé aussi des rides transversales.

Le lac d'Iseo lui-même est franchement dû à l'érosion fluviale. C'est une vallée d'érosion, qui s'est remplie d'eau après l'affaissement en bloc d'une certaine région marginale des Alpes. Cela est prouvé par la configuration du bassin rocheux et par la présence de terrasses à inclinaison contraire, comme MM. Heim et Æppli en ont fait la constatation au bord du lac de Zurich.

L'auteur apporte d'innombrables observations sur l'occupation glaciaire de cette vallée; il figure la répartition des dépôts qui sont attribués à trois oscillations glaciaires, avec leurs moraines, dépôts fluvioglaciaires, terrasses et sédiments interglaciaires.

Le figuré des moraines terminales de la dernière et avant-dernière glaciation est particulièrement instructif par l'alignement en amphithéâtre des cordons morainiques. Ces moraines terminales n'entourent pas l'extrémité aval du lac, de laquelle sort l'émissaire, mais c'est sur le bord S de la courbure du lac, entre Clusanne et Iseo, que le glacier a débordé en dehors du sillon occupé aujourd'hui par le lac.

M. A. v. Bistram[1] a procédé à des relevés géologiques entre les lacs de Lugano et de Côme, notamment dans le **val Solda**. Ces recherches, bien que ne représentant encore qu'une ébauche de la tectonique de cette région, montrent cependant bien des divergences avec ce que renferme la feuille XXIV de la carte géologique de la Suisse. Il y a constaté la présence du Rhétien (calc. dolomitique), du Lias inférieur (calc. à (*Schlot. angulata*), très riche en Foraminifères.

M. v. Bistram a constaté que sur le versant W des montagnes de Boglia et de Bré se trouvait un accident tectonique, une faille, qui commence au bord W du lac de Lugano, un peu à l'E de Castagnola, et se poursuit par Ruvigliano et Cuneggia, jusqu'aux prolongements W des Denti della Vecchia, toujours sur territoire suisse, avec une orientation sensiblement N-S.

[1] A. v. Bistram. Ueber geologische Aufnahmen zwischen Luganer- und Comer-See. *Centralb. f. Min.*, etc., 1901, No 24.

Nous devons à M. A. Tornquist[1] un guide géologique de la **région des lacs nord-italiens**. L'auteur donne au géologue qui voudrait parcourir cette région une série de bons conseils sur la manière de s'équiper et de se préparer aux explorations sur le terrain. Il a choisi comme point de départ la ville de Lugano, sur la ligne du Gothard, pour aboutir au Vicentin et à Venise. Supposant que la plupart des excursionnistes viendraient du N, l'auteur donne au début un aperçu sur le profil géologique des Alpes centrales que traverse le voyageur entre Lucerne et Lugano; puis, avant d'aborder le sujet spécial de cet itinéraire, il donne un aperçu sur les Alpes calcaires italiennes qui se terminent sur le bord E du Lac Majeur, dont le bord W est formé de schistes cristallins. Cette région s'élargit vers l'E, jusqu'au lac Iseo, où s'amorce une conversion vers le NE. Ici commencent les Alpes calcaires vénitiennes, tandis que la section précédente s'appellera Alpes calcaires lombardes. Il donne ensuite la description stratigraphique des terrains constitutifs de cette région, comprenant toute la série depuis les schistes cristallins jusqu'au diluvien et un groupe important de roches volcaniques d'âges variés.

Un aperçu sur la tectonique des Alpes calcaires S forme la dernière partie de cette introduction. On y distingue deux sortes de dislocations: des plis normaux ou déjetés, des plis couchés, et des plis-failles, ayant souvent conduit à des chevauchements et recouvrements. Ces derniers accidents attestent toujours un effort dirigé du N au S. La différence de direction justifie la séparation des Alpes calcaires lombardes et vénitiennes ; mais leur limite ne correspond pas ici à la ligne tectonique qui sépare les Alpes orientales et occidentales. Les Alpes calcaires S appartiennent entièrement aux Alpes orientales.

Les lacs italiens occupant la sortie des vallées par lesquelles l'excursionniste pénètre au sein des montagnes, l'auteur leur voue un chapitre spécial, indiquant leur profondeur, leur genèse et leur relation avec les dépôts morainiques placés à leur extrémité aval.

L'itinéraire proprement dit est divisé en cinq chapitres, groupant les régions naturelles autour d'un ou plusieurs points de départ favorables pour l'exploration.

1. Les environs de Lugano et du lac de Come compren-

[1] A. Tornquist. Geologischer Führer durch Ober-Italien. I. Das Gebirge der oberitalienischen Seen. Berlin, Gebr. Bornträger. 1902. 302 p. 16°, 30 fig., profils et cartes.

nent cinq excursions, de un à trois jours, qui permettent de voir à fond la structure de cette région avec la superposition des porphyrites et porphyres sur les schistes cristallins repliés, puis de la série triasique, jurassique et crétacique qui succède aux porphyres. Plusieurs tracés offrent d'admirables profils facilement accessibles.

2. Le groupe compris entre le lac de Lugano et le lac d'Iseo peut être vu en six excursions de un ou deux jours et offre les mêmes séries que le groupe précédent, mais avec un développement plus important.

3. Les environs du lac d'Iseo offrent les remarquables dislocations décrites récemment par M. Baltzer et d'autre part d'intéressantes coupes stratigraphiques et des gisements glaciaires.

4. Les environs du lac de Garda comportent trois excursions de un à deux jours. Sédiments du Trias, Jurassique, Crétacique, Tertiaire. Amphithéâtres morainiques, roches éruptives.

5. Les Alpes vicentines; huit excursions d'un demi jour à un jour. Trias austro-alpin en beaux profils; Jurassique, Crétacique et Tertiaire. Nappes effusives de basalte.

Des index alphabétiques des matières et des lieux terminent cette publication, qui réunit en un ensemble nos connaissances sur cette région, éparpillées jusqu'ici dans un grand nombre de recueils et d'ouvrages.

Alpes cristallines.

M. Duparc a publié, avec la collaboration de MM. Mrazec et Pearce[1], une **carte géologique du massif du mont Blanc** à l'échelle de 1 : 50 000 (topographie de la carte Barbey), qui montre avec une grande clarté la répartition des divers terrains constituant le massif cristallin entre Martigny et le col du Bonhomme, ainsi que des zones sédimentaires qui l'encadrent au NW et au SE.

Jura.

Tectonique du Jura. Nous devons à M. Fournier[2] une importante étude sur la **tectonique du Jura franc-comtois**, limi-

[1] Carte géologique du massif du mont Blanc, par L. Duparc, L. Mrazec et F. Pearce, servant de complément à l'ouvrage publié par MM. Duparc et Mrazec (1898). Edité par le Comptoir minéralog. et géol. suisse, Genève.

[2] Fournier. Etude sur la tectonique du Jura franc-comtois. *Bull. Soc. géol. France*, 1901, p. 97-112.

trophe au Jura suisse. Il constate que le Jura franc-comtois peut se diviser en six zones :

1. *Celle de la haute chaîne*, constituée par une épaisse masse de Jurassique supérieur dans laquelle s'enchâssent des chapelets de *brachysynclinaux* amygdaloides, dont le noyau est occupé par de l'Infracrétacé (Néocomien).

2. La *zone des grands plateaux*, formée de Jurassique moyen et supérieur, avec failles d'importance variable.

3. La *zone plissée du vignoble*, avec chapelets de brachyanticlinaux, séparés par des bandes synclinales faillées.

4. La *zone occidentale des plateaux*, limitant au NW la vallée moyenne du Doubs, depuis Montbéliard.

5. La *zone des avant-monts du Jura* et le pointement amygdaloide ancien de la Serre.

6. La *zone des bassins d'effondrement* des vallées de l'Ognon et de la Saône.

L'auteur montre ensuite, par des exemples nombreux, les caractères propres de chacune de ces régions. Nous nous arrêterons ici plus spécialement aux zones 1 et 2, qui seules sont limitrophes à la Suisse ou s'y retrouvent avec des caractères identiques. La haute chaîne du Jura, avec ses brachyanticlinaux et brachysynclinaux, se retrouve avec les mêmes caractères sur territoire suisse. Le renversement des pieds droits des anticlinaux conduit souvent à ces synclinaux et anticlinaux à flancs renversés, disposés en éventail. Il cite tout spécialement la vallée du lac de Saint-Point comme superbe exemple d'un synclinal à flancs renversés, et le vallon de Rondefontaine, par où passe la voie ferrée de Vallorbes à Pontarlier. Ici les flancs du synclinal néocomien sont renversés de part et d'autre jusqu'à l'horizontale et viennent simuler le flanc renversé d'un pli couché entamé par l'érosion. La suite du vallon montre cependant qu'on n'a pas quitté l'ouverture du synclinal, qui, plus loin, s'évase et forme le brachysynclinal de Métabief-Longeville. La même chaîne brachyanticlinale ne présente pas continuellement le même caractère, car les brachyanticlinaux, comme les brachysynclinaux, se succèdent en chapelets séparés par des ensellements que choisissent ordinairement les cours d'eau pour traverser les anticlinaux. C'est dans les brachysynclinaux que se trouvent les nombreux lacs et tourbières du Jura ; souvent leur fond est recouvert de dépôts glaciaires importants.

Tandis que la région 2, celle des grands plateaux, offre des

couches presque horizontales, souvent faillées, celle du vignoble est à la fois plissée et accidentée de failles assez importantes.

M. F. Béguin [1] a décrit les allures du **chaînon de Chatoillon** au NE de Saint-Blaise (Neuchâtel), dont le flanc NW est compliqué d'un **pli-faille** remarquable.

On constate en première ligne que le pli de Chatoillon est asymétrique. Ses deux flancs sont à plongement inégal ; les couches du versant NW sont en général voisines de la verticale, tandis que celles du flanc SE ont un plongement qui n'est guère supérieur à 40°. La position verticale du flanc NW ne devient visible qu'à une certaine distance de la naissance du pli. Celui-ci se greffe sur le flanc SE de la chaîne de Chaumont et se dessine d'abord à Saint-Blaise même par un simple bombement des couches de l'Urgonien sur lesquelles est construit le haut du village. Bientôt on voit surgir la pierre jaune (Hauterivien supérieur), puis la marne hauterivienne indiquée par un palier très net bordant le flanc SE du chaînon en s'appuyant sur le Valangien. Celui-ci s'entr'ouvre à son tour et laisse percer le Purbeckien et le Portlandien. Ce dernier forme le sommet du chaînon encadré d'un palier purbeckien très bien accusé. C'est au point du surgissement presque subit du Portlandien que naît le pli-faille. Celui-ci met en contact, près de la Golette, le Portlandien moyen et le Valangien inférieur renversé. Le plan de glissement, plongeant à l'ESE de 45°, est directement visible, chose assez rare dans une région où les terrains détritiques superficiels et la couche végétale cachent presque constamment le sous-sol. Cet accident, dont le rejet stratigraphique est de 50 m. environ et le rejet vertical de 35 m., paraît s'éteindre plus au NE; du moins il n'est plus observable déjà près du Maley; le déjettement du pli se maintient cependant jusque au delà du village d'Enges.

La longueur sur laquelle existe certainement le pli-faille coïncide avec un écrasement très manifeste du synclinal; car, de l'autre côté du vallon de la Golette, on voit l'Urgonien supérieur plongeant au SE, distant de 25-30 m. à peine de la ligne de fracture.

L'auteur a étendu son étude sur le prolongement NE de ce pli et constaté qu'avec l'élévation il s'élargit tandis que son

[1] F. Béguin. Un pli-faille à Chatollion. *Bull. Soc. neuch. sc. nat.*, t. XXVIII, 1900, p. 206-214. 3 pl. *C. R. Soc. neuch. Archives Genève*, 1901, t. XI, 523.

flanc SE est formé de couches de moins en moins inclinées ; puis, aboutissant par le Rochoyer à la plaine de Diesse, il converge brusquement au S presque à angle droit pour se souder à la chaîne du lac, qui se poursuit parallèlement à la dépression du lac de Bienne.

Il résulte des études de MM. SCHARDT et DUBOIS[1] sur le Crétacique moyen du synclinal du Val de Travers-Rochefort, que dans les **gorges de l'Areuse**, ce synclinal est constamment compliqué par un pli-faille qui suit son bord SE. Ce pli-faille est encore fort net près de la colline qui supporte les ruines du château de Rochefort. Sur le bord opposé du synclinal la situation est généralement normale, mais l'étude du gisement albien du Baliset sur Rochefort a montré que là un pli-faille, ayant joué en sens contraire, a précisément porté le Séquanien de l'anticlinal de la Tourne (Solmont) par-dessus le Néocomien du flanc NW du synclinal, au point même ou le pli-faille de Rochefort paraît s'éteindre. Il semblerait qu'il y ait là une relation par substitution entre les deux plis-failles qui suivent les bords opposés du même synclynal.

M. SCHARDT[2] a décrit un **décrochement existant sur le flanc de Chaumont**, à environ 1 km. au NE de Neuchâtel. Cet accident est marqué par le ravin de Monruz, qui commence sous Fontaine-André et débouche au bord du lac, au pied de la colline du Mail. Il y a discontinuité franche des terrains de part et d'autre de la rupture. A Fontaine-André, le Portlandien de la lèvre SW vient se placer en présence du Valangien inférieur; plus bas, on trouve en contact le Purbeckien et le Hauterivien inférieur; le Valangien inférieur et le Hauterivien supérieur; la marne hauterivienne et l'Urgonien inférieur. Enfin, le Hauterivien supérieur de la colline du Mail est en regard de l'Urgonien supérieur et du Tertiaire existant sur la grève du lac.

Le rejet horizontal est d'environ 500 m. L'auteur indique les raisons pour lesquelles il penche à admettre un décrochement horizontal plutôt qu'une faille à rejet vertical, qui aurait pu produire le même résultat apparent, puisque les terrains sont inclinés. Cette distinction n'est pas aisée à faire, lorsqu'il s'agit de couches inclinées uniformément et que le

[1] H. SCHARDT et AUG. DUBOIS. Le Crétacique moyen du val de Travers-Rochefort. *Bull. Soc. neuch. sc. nat.*, t. XXVIII, 1900, 129, et *C. R. Soc. neuch. sc. nat. Archives*, XI, 517.

[2] H. SCHARDT. Un décrochement sur le flanc du Jura entre Fontaine-André et Monruz. Mélanges géologiques, fasc. I, art. 2. *Bull. Soc. neuch. sc. nat.*, t. XXXVIII, 1900, 196-214. *Archives*, XI, 1901, p. 125.

ressaut de la faille est arasé. Et, d'autre part, chaque décrochement horizontal qui se produit sur des couches inclinées donne lieu à un rejet vertical apparent. S'il s'agissait d'une faille à rejet vertical, le rejet horizontal (dans ce cas apparent) des couches ne serait pas le même partout, le plongement n'étant pas uniforme. Mais ce rejet horizontal est presque partout le même. Il y a donc probabilité qu'il s'agit bien d'un décrochement horizontal, quoique jusqu'ici le sens du mouvement n'ait pas encore pu être constaté par l'observation des stries de glissement. Cette observation pourra peut-être se faire un jour dans le petit couloir qui suit le parcours de la faille, à l'E de Fontaine-André, où quelques mètres seulement séparent les deux parois, dont l'une est du Portlandien supérieur et l'autre du Valangien inférieur.

M. le professeur MÜHLBERG [1] a entretenu la Société géologique suisse du programme des excursions de cette société à travers le **Jura bâlois et argovien**. Il a rendu compte ensuite de ces excursions, qui ont eu lieu du 6 au 10 août 1901. Le programme, ainsi que le compte rendu, ayant paru in extenso dans les *Eclogæ*, nous devons nous borner ici à une simple mention, constatant que le fait du recouvrement du Jura tabulaire, au N de la chaîne du Hauenstein-Schafmatt, par la zone du Jura plissé, est aujourd'hui un fait acquis et incontestable, grâce aux recherches et démonstrations de M. Mühlberg. Sur le bord N de la chaîne du Hauenstein, il y a même complication par la formation d'une série d'écailles (sur le tracé du tunnel du Hauenstein il y en a jusqu'à sept) n'atteignant que le Muschelkalk. Plus au N on voit, pincés entre le Trias et le Tertiaire, des lambeaux de Dogger appartenant au flanc renversé du pli primitif.

C'est avec la même lucidité qu'ont été démontrées les singulières dislocations de la chaîne de la Lägern, décrochement au N de Baden dans le flanc N du pli, lambeaux de recouvrement à proximité et près d'Ober-Ehrendingen, où le pli-faille ayant fait chevaucher le flanc N du Lägern sur le Tertiaire, se voit avec une évidence admirable.

Nous nous contentons ici de signaler la notice populaire de M. AUG. DUBOIS [2] sur la géologie des **gorges de l'Areuse**

[1] F. MÜHLBERG. *C. R. Soc. helv. sc. nat.*, Aarau, 1901, 165, et *Archives sc. phys. et nat. Genève*, oct.-nov. 1901. *Eclogæ geol. Helv.*, VII, 1902, 153-196.

[2] AUG. DUBOIS. Les gorges de l'Areuse et le Creux du Van. Ouvrage publié par la Société des sentiers des Gorges de l'Areuse. Attinger frères, Neuchâtel, 1901, chap. III : Géologie, p. 183-210.

(accompagnée d'une carte géologique et d'une planche de profils), sans en donner une analyse détaillée, une publication plus complète constituant une sorte de monographie de cette région, hier encore presque inconnue, paraîtra dans le courant de cette année.

M. v. Huene[1] a consacré un article à l'étude de la **situation orographique aux environs du coude du Rhin près de Bâle.** Il examine d'abord la configuration topographique et hydrographique de la région. On est frappé par le fait que les deux principaux affluents du Rhin, l'Ergolz au S et la Wiese au N, ont une configuration presque symétrique. Tandis que l'Ergolz contournée au S ne reçoit des affluents que du côté du S, la Wiese, avec un alignement analogue, ne tire ses affluents que du côté du N.

L'alignement des cours d'eau a été déterminé, longtemps avant le creusement des vallées que nous voyons aujourd'hui; d'abord par les plissements dans le Jura d'une part, par les failles qui bordent le massif de la Forêt Noire et surtout par le grand affaissement de la dépression rhénane, entre la Forêt Noire et les Vosges. L'absence de cours d'eau superficiels notables dans la région du Dinkelberg et d'Andelhausen s'explique par le drainage qu'opère la Wiese.

La situation des sources de la région est toujours liée au parcours des failles. Ainsi la configuration des montagnes, le parcours des vallées, les sorties des eaux souterraines sont liés à la nature des terrains et à leur tectonique.

Gisements anormaux. — M. Schardt[2] a décrit un nouvel exemple de **remplissage hauterivien** dans le Valangien, près des Fahys sur Neuchâtel. Il s'agit d'un couloir ou tranchée à parois verticales, creusée dans le Valangien inférieur ayant le type du marbre bâtard, roche bien litée, compacte, de couleur blanche ou jaunâtre. Largeur : environ 20 m.; profondeur inconnue. Le remplissage consiste, dans la partie inférieure et antérieure, en un gros paquet de marne hauterivienne grise avec fossiles de cet étage. La marne est visiblement laminée, les fossiles souvent écrasés. La partie supérieure est formée par un blocage de fragments de tout volume de calcaire Valangien inférieur, de Valangien supé-

[1] S. v. Huene. Eine orographische Studie am Knie des Rheines. *Geogr. Zeitschr.*, VII, Leipzig, 1901, 140-148.

[2] H. Schardt. Une poche hauterivienne dans le Valangien aux Fahys, près Neuchâtel. Mélanges géologiques I, art. 2. *Bull. Soc. neuch. sc. nat.*, XXVIII, 184-196. *C. R. Soc. neuch. sc. nat. Archives,* XI, 1901, 524.

rieur et même de Hauterivien supérieur, le tout pêle-mêle, souvent lité dans de la marne grise que l'on prendrait volontiers pour de la marne hauterivienne triturée. Cependant, l'action d'eaux souterraines est souvent si nettement visible que cette marne argileuse est, en partie du moins, attribuable au résidu de la dissolution par des eaux souterraines. Néanmoins, les parois de la tranchée, ainsi que la surface de nombre des blocs, offrent des stries de glissement très nettes, dirigées généralement dans le sens de la pente. Dans la marne hauterivienne, ces stries se voient également avec la même direction.

La genèse de ce gisement anormal n'est pas difficile à établir. La couverture hauterivienne s'étendait autrefois assez haut sur le flanc de Chaumont, dont les couches forment une succession d'ondulations en fauteuil, où alternent des plongements de 15-20° et de 40-60°. C'est au pied d'un des gradins à forte inclinaison des couches que gît ce remplissage de blocage et de marne. Que le couloir qui le contient soit dû à l'érosion ou soit lui-même le produit d'un glissement, il n'est pas douteux que son remplissage est dû au glissement d'une masse de terrain valangien et hauterivien, qui, isolée par l'érosion, a manqué de pied. Ce phénomène est nettement préglaciaire.

MM. Bourquin et Rollier[1] ont fait une série d'observations sur un **gisement anormal de Néocomien,** mis à découvert par les travaux de terrassement qui se font à la gare de la Chaux-de-Fonds. Les auteurs constatent que la colline du Temple qui se prolonge le long du bord SE de l'esplanade de la gare a une structure encore fort problématique. Elle est formée de calcaire Valangien inférieur, ce qui est attesté par la trouvaille des fossiles les plus caractéristiques: *Natica leviathan*, Pict. et Camp.; *Pterocera Jaccardi*, Pict. et C.; *Natica Favrina*, Pict. et C. La roche est en contact avec la Mollasse marine sur laquelle elle paraît renversée. Au contact, il y a des trous de perforation de pholades. Le Valangien lui-même est fortement fissuré, de la marne hauterivienne jaune y pénètre en suivant des fissures de dislocation. Ils citent une série de fossiles caractéristiques, tels que : *Exogyra Couloni*, Defr.; *Alectryonia rectangularis*, Roem.; *Panopaea neocomiensis*, Ag.; *Cyprina Deshayesi*, de Lor.;

[1] Eug. Bourquin et L. Rollier. Notices sur les gisements anormaux des tranchées de la gare de la Chaux-de-Fonds. *Bull. Soc. neuch. sc. nat.*, XXVIII, 1900, p. 80-85. *C. R. Archives Genève*, 1901, XI, p. 525.

Terebrat. acuta, Qu.; *Rhynch. multiformis*, Roem.; *Toxaster complanatus*, Ag.

Les auteurs voient dans ce gisement une analogie avec les poches hauteriviennes des bords du lac de Bienne et du val de Saint-Imier, mais constatent toutefois qu'à la Chaux-de-Fonds le Valangien englobant est singulièrement disloqué, passant à l'état de véritable brèche, dont les éléments sont couverts de stries de glissement. L'empâtement des fragments dans une masse marneuse ressemble à une véritable injection qui pourrait être ultérieure au remplissage des poches.

Il y a, en outre, dans la même situation que la marne hauterivienne, des traînées et poches de Purbeckien, aussi attesté par des fossiles (*Planorbis Loryi*, Coq.; *Valvata Sabaudiensis*, Maill.).

Les auteurs admettent entre le Valangien et le Purbeckien des dislocations ayant détruit les relations normales entre les deux terrains et produit la pénétration des calcaires par bandes et par nids avec formation de brèches, sans que leurs lits marneux se soient éloignés d'eux. La marne néocomienne qui pénètre dans les fissures aurait subi, antérieurement à la dislocation, le phénomène d'introduction. Les brèches et les surfaces de glissement sont postérieures, soit le résultat de la dislocation.

Ils concluent que le dépôt de la mollasse a été précédé d'érosions dans la série infracrétacique déjà plus ou moins disloquée et altérée par des pénétrations diverses. Le plissement du Jura produisit ensuite le déjettement ou renversement de tous les terrains avec les désordres de leurs lambeaux, la formation des brèches et le brouillement constaté sur plusieurs points.

Cette même question a été étudiée par M. Schardt[1], qui compare la situation du blocage de la gare de la Chaux-de-Fonds à celui de la colline des Crêtes au-dessus des Brenets, qui se compose d'un blocage de Portlandien supérieur d'une structure tout à fait semblable et reposant sur le Tertiaire, de même que le lambeau de Malm entre Fleurier et Buttes.

Plateau miocène.

Une coupe rendue visible par le percement de la tranchée et du tunnel à travers la **colline mollassique de Marin**, au N

[1] *C. R. Soc. neuch. sc. nat. Archives Genève*, t. XII, p. 78.
[2] *C. R. Soc. neuch. sc. nat. Archives Genève*, XII, 1901, 185.

de Neuchâtel, a permis à M. SCHARDT [2] de constater que les bancs tertiaires plongeant vers le SE sont traversés de deux failles, dont le rejet est contraire. La partie intermédiaire paraît surélevée.

M. LUGEON [1] a montré à la Société géologique de France, dans le ravin de la Paudèze, un **contact anormal** de la Mollasse à Néritines (Aquitanien) et de la Mollasse burdigalienne dans le sens d'un chevauchement ayant poussé l'Aquitanien sur le Burdigalien dans la direction SE-NW. L'Aquitanien appartient à la zone de la Mollasse plissée, le Burdigalien à la zone de la Mollasse horizontale.

M. J. WEBER [2] a publié une **carte géologique** des environs du lac de Pfäffikon, compris sur la feuille 213 de l'atlas Siegfried 1 : 25 000. Cette carte, faite avec beaucoup de soin, figure non seulement les terrains constitutifs, mollasse, moraines, moraines de fond, drumlins, mais aussi les principaux blocs erratiques dont la nature est indiquée par des monogrammes, les exploitations, sources, et même les affleurements, où, sous la couche arable, le sous-sol est à découvert.

Le texte descriptif décrit la Mollasse, le Diluvien, comprenant les graviers des alluvions anciennes, la moraine de fond, formant de vastes surfaces, ici et là parsemée de drumlins, puis les dépôts d'alluvion. Il ressort de cette étude que la vallée occupée aujourd'hui par le lac de Pfäffikon devait avoir primitivement une pente uniforme du SE au NW. Aujourd'hui, grâce à des barrages morainiques, la dépression s'est remplie d'eau et l'écoulement se fait du côté S, vers le lac de Greifensee. Toutefois, l'auteur ne pense pas que les trois cordons morainiques soient les seules causes de la genèse de ce lac. Il doit y avoir eu d'autres influences, soit érosion glaciaire, sinon affaissement d'un tronçon de la vallée primitive.

[1] Réunion extraord. *Bull. Soc. géol. France, C. R.*, p. 87, N° I, 687.
[2] JULIUS WEBER. Beiträge zur Geologie der Umgebung des Pfäffiker-Sees. *Mitteil. naturw. Ges. Winterthur*, III. 1901. 35 p.

IIe PARTIE. — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

par H. SCHARDT.

Minéralogie.

Minéraux. — M. C. SCHMIDT [1] a découvert dans les filons métallifères des mines de Collioux, entre Saint-Luc et Chandolin, la présence de **wulfenite**. Ce sont des filons strates essentiellement quartzeux, ayant une épaisseur maximale de 1 m. $^1/_2$. La wulfenite est en cristaux de couleur jaune-cire à éclat adamantin, en forme de tablettes quadratiques de 1 à 2 mm. qui recouvrent le quartz ou les lentilles de galène qui accompagnent le filon. Le minéral a une forte biréfringence négative et donne les réactions chimiques de la wulfenite.

Le quartz renferme, outre la galène, des rognons de blende, de chalcopyrite et de fahlerz. A côté de la wulfenite, on rencontre aussi, mais plus rarement, de la cérussite en minces cristaux prismatiques. D'après Kenngott, la wulfenite n'a été rencontrée en Suisse que dans le Griesernthal (Uri), les mines de Saint-Luc ayant été étudiées à fond il y a environ cinquante ans, sans que la présence de la wulfenite ait été signalée. Il y a donc lieu d'admettre que ce minéral, de même que la cérussite, sont de formation récente.

M. HIRSCHI [2] a consacré aux **biotites des roches cristallines** un mémoire qui contribuera à combler une lacune dans nos connaissances sur ces minéraux.

En effet, comme le remarque l'auteur, les micas sont difficiles à déterminer par la voie optique. Le nom de biotite est en réalité un terme collectif. L'analyse chimique semble être le seul moyen de reconnaître la vraie composition de ces importants minéraux pétrogéniques.

Les recherches portent sur six roches différentes, dont on a fait l'analyse sommaire, puis, par divers procédés, on a

[1] C. SCHMIDT. Wulfenit aus der Mine Collioux bei Sankt-Luc im Val d'Anniviers. *Eclogæ geol. helv.*, VII, 139-140. 1901.

[2] H. HIRSCHI. Beiträge zur Kenntniss der gesteinsbildenden Biotite u. ihrer Beziehung zum Gestein. *Inauguraldissertation*. Zurich. 1901.

séparé de la poudre grossière les micas, objet des recherches spéciales et dont l'auteur a fait des analyses.

Les roches qui font l'objet de ces recherches sont :

1. Granite à biotite; 2. Granite à biotite et amphibole; 3. Tonalite (Grano-Diorite à biotite et amphibole); 4. Syénite à biotite; 5. Péridotite micacée; 6. Gneiss à biotite.

L'auteur étend son étude non seulement sur les micas, mais aussi sur la nature pétrographique et la composition minéralogique de chacune de ces roches. Nous ne pouvons naturellement pas donner ici les détails de ces analyses pétrographiques, d'autant moins que, sauf une, toutes ces roches ne sont pas d'origine suisse.

Pour les trois premières roches, la biotite a été la première à cristalliser. Dans la quatrième, elle vient au cinquième rang seulement; dans la cinquième, la péridotite, le mica est le second élément de consolidation. Les déterminations de la succession des divers minéraux pendant le processus de la consolidation amène l'auteur à étudier les conditions de la cristallisation des minéraux au sein d'un magma fondu et à examiner les influences qui ordonnent la cristallisation des combinaisons minérales.

Les conclusions de cette étude découlent d'une série de tableaux fort instructifs où sont représentés les résultats des analyses et déterminations.

Les diverses analyses des biotites montrent une variation très faible de la silice, de l'alumine et de la potasse; une teneur toujours assez élevée en TiO_2, qui peut atteindre près de 8 %. L'auteur propose de distinguer de tels micas ayant plus de 5 % d'acide titanique par l'adjectif « titanifère. » Le fer oxydulé est toujours en plus faible proportion par rapport au fer oxydé.

La comparaison de la composition d'un mica biotite avec celle de la roche mère montre une relation très curieuse entre le mica et les autres composants contenant FeO, Fe_2O_3, MgO et TiO_2.

Lorsque la biotite est le seul composant coloré, on peut, d'après sa proportion totale, calculer sa composition basé sur la quantité de Fe, Mg et TiO_2, contenus dans la roche. Mais, lorsqu'il y a d'autres composants colorés contenant ces éléments, il n'en est plus ainsi, et l'on constate dans ce cas que si une roche est riche en fer et pauvre en silice, le mica est au contraire plus pauvre en fer et plus riche en silice. Mais les roches riches en MgO et en TiO_2 contiennent des micas riches en Mg et Ti.

On ne peut donc pas, d'après la composition d'une roche, préjuger la nature du mica qu'elle renferme sans tenir compte des divers autres minéraux associés, leur proportion, groupement, et des propriétés optiques du mica lui-même.

La succession dans la consolidation place la biotite ordinairement au commencement de la série. Si, dans la roche 4 (Syènite a biotite et augite), le mica ne vient qu'au cinquième rang, cela tient à la circonstance anormale de sa conjonction micropegmatitique avec l'orthose, de même qu'avec l'hypersthème et l'augite.

La propriété chimique des micas vis-à-vis de certains réactifs dépend de leur teneur en fer et MgO, SiO_2 et TiO_2. La richesse en fer facilite la décomposition par l'acide chlorhydrique, les autres éléments la diminuent.

Il n'a pas été possible de trouver une relation mathématique simple entre la composition chimique des biotites et la valeur de l'angle des axes optiques. L'intensité du pléochroisme dépend de la teneur en Fe_2O_3. Sa densité augmente aussi en raison de ce composant.

L'auteur reconnaît qu'il reste encore beaucoup à faire dans le domaine où il a essayé de s'orienter. Il resterait à examiner, en particulier, si, dans une roche qui ne renferme en apparence qu'un seul mica, ce dernier ne représente pas plusieurs espèces qui ne se ressemblent qu'extérieurement ! L'inégale solubilité des paillettes d'un mica, supposé de la même espèce, dans l'acide chlorhydrique concentré paraît donner raison à cette hypothèse.

MM. Duparc et Mrazec [1] ont cherché à expliquer l'origine de l'**épidote** qui se trouve dans les roches granitiques du Mont Blanc, soit en forme de grains, soit en inclusions dans d'autres minéraux (mica, allanite, beryll, plagioclase). Généralement, on admet que l'épidote est une formation secondaire qui proviendrait de la décomposition de l'un ou de l'autre de ces minéraux (mica, feldspath). Ils tendent à se fixer à la conclusion que dans les cas envisagés par eux cela n'est pas logique et que l'épidote de ces granites est bien un minéral propre à leur phase de consolidation.

M. Baumhauer [2] a décrit un nouveau minéral, la **seligman-**

[1] *C. R. Soc. phys. et sc. nat.*, 11 juin 1901. *Archives des sc. phys. et nat. Genève*, p.

[2] H. Baumhauer. Ueber den Seligmannit, ein neues dem Bournonit homöomorphes Mineral aus dem Dolomit des Binnenthals. *Sitzungsber. der K. preuss. Akad. der Wissensch. Berlin*, 1901, 110-117. 1 fig.

nite, provenant de la dolomite du Binnenthal (Valais). On n'en connaît jusqu'ici que quelques cristaux prismatiques très petits. Il en donne de nombreuses déterminations cristallographiques. Cette espèce est très semblable à la bournonite et ressemble aussi aux sulfides de ces mêmes gisements du Binnenthal. Il est probable, d'après les analogies cristallographiques, que la seligmannite n'est autre chose que la combinaison arsenicale correspondante à la bournonite.

Pétrographie.

Roches cristallines éruptives. — M. BONARD[1] a soumis les **roches du soubassement cristallin de la Dent de Morcles** à une étude pétrographique détaillée. On sait que M. Golliez avait admis dans la zone cristalline coupée en deux par la vallée du Rhône et qui supporte de part et d'autre les plis couchés des Dents de Morcles et des Dents du Midi, une succession de plis anciens, ce qui ressortirait des répétitions de roches semblables en bandes parallèles, dessinant autant de plis isoclinaux écrasés. M. Bonard a étudié au laboratoire de l'Ecole des mines de Paris les échantillons recueillis par M. Golliez, sans autrement s'occuper de leur gisement, et sans les comparer avec celles d'autres massifs.

M. Golliez avait classé les roches du soubassement cristallin des Dents de Morcles en deux complexes : les cornes vertes (schistes chloriteux) et un complexe de schistes cristallins. Il y a dans toute cette zone d'innombrables injections filoniennes. Ce sont ces dernières roches-là que l'auteur a soumis à l'étude pétrographique, en attendant d'étendre ses recherches aussi sur les schistes cristallins et les cornéennes. Il a pu distinguer :

I. Roches de magma granitique.

A. GRANITES PROPREMENT DITS.

Ils présentent un grain fin, moyen ou grossier. Lorsque les cristaux de feldspath atteignent 3 cm. de longueur, la roche prend l'aspect d'un granite porphyroide. Les micas sont disposés par paquets ou traînées; la biotite chloritisée. Plu-

[1] ARTHUR BONARD. Etude pétrographique des roches éruptives du soubassement cristallin des Dents de Morcles-Dents du Midi. *Bull. Soc. vaud. sc. nat.*, XXXVII, 1901, 273-342. *C. R. Soc. vaud. sc. nat.*, 6 mars 1901. *Archives Genève*, XII, 1901, 421.

sieurs types renferment des grenats ayant la couleur de l'almandin.

Le dynamométamorphisme a laissé partout des traces très appréciables, visibles sur les cristaux de feldspath tordus, le quartz et le feldspath écrasés, les micas orientés suivant le plan de lamination. Formation de quartz secondaire recristallisé pénétrant dans les fissures. Les éléments de ces granites sont :

Essentiels : feldspaths, alcalins et quartz.

Accessoires : biotite, apatite, tourmaline, zircone, magnétite.

Secondaires : chlorite, moscovite, calcite, sphène, grenat, cordierite, rutile, ilmenite, feldspaths alcalins, orthose, microperthite, microcline, oligoclase, albite.

B. Aplites granitiques et microgranites.

Les *aplites granitiques* ont un aspect très homogène avec une couleur blanc-bleuâtre. Les unes ont des taches vertes et paraissent plus laminées; d'autres, de couleur plus claire, sont moins laminées et ont un grain moyen.

Les composants *essentiels* sont : la microperthite et le quartz, *accessoirement* de l'oligoclase, albite, biotite et apatite. zircone en grains rares avec chlorite secondaire.

Les *microgranites* sont ceux du vallon de Saint-Barthélémy et du Luisin. L'auteur les classe en 4 groupes[1] :

1. Pâte rouge et feldspaths blancs; 2. Pâte blanche et feldspaths rouges; 3. Pâte blanche ou grise et feldspaths blancs; 4. Pâte rouge et feldspaths rouges.

Il constate que ces microgranites ont une structure porphyrique très prononcée. La pâte, quelque fin que soit son grain, est toujours résoluble, c'est-à-dire non felsitique. Elle est plus fine vers la salbande qu'au milieu. Localement, on constate une structure micropegmatitique (granophyrique).

Les minéraux *essentiels* du premier temps sont : le feldspath alcalin, le quartz.

Accessoires : biotite, apatite.

Secondaires : moscovite, chlorite, sphène, fer titané, calcite et feldspaths alcalins.

Le quartz offre de remarquables phénomènes de résorption magmatique.

[1] Ce sont évidemment les roches qui, jusqu'ici, ont été décrites sous le nom de porphyres quartzifères. Ce sont des *porphyres granitiques* (Granitporphyr des Allemands) et microgranulites de M. Duparc. H. Sch.

Les éléments de la pâte sont : feldspaths alcalins (orthose, microperthite, oligoclase, albite), quartz et moscovite.

D'autres microgranites examinés proviennent des flancs des montagnes de chaque côté de la vallée entre Saint-Maurice et Martigny. On peut les grouper aussi en quatre types analogues aux précédents, mais moins bien tranchés. Il y a en particulier un type à feldspath rose et pâte verte. La structure porphyrique est aussi nette que chez les porphyres de Saint-Barthélémy, mais la pâte est souvent granophyrique.

II. Roches de magma syénitique.

Ce sont des roches microsyénitiques à microcline microperthitique et oligoclase-albite. Couleur blanche avec ponctuation de chlorite verte.

Il y a des cristaux du premier temps qui sont :

Essentiels : feldspaths alcalins.

Accessoires : quartz, apatite.

Secondaires : chlorite, sphène, fer titané.

La pâte est microgrenue, formée d'orthose, fortement kaolinisée et allotriomorphe.

III. Roches de magma dioritique.

Diorites à andésine basique, mica et quartz, ne se distinguent guère à l'œil d'un granite à grain moyen.

Texture granitoide nette, sans quartz divisé. Les éléments constitutifs sont :

Essentiels : andésine basique, biotite, quartz.

Accessoires : apatite, allanite, zircone.

Secondaires : chlorite, moscovite, ilmenite.

L'auteur a donné de chaque minéral de ces diverses roches des diagnoses détaillées et relevé de nombreux détails intéressants et fort curieux parfois. Il ne nous a pas été possible, naturellement, de le suivre dans cette analyse.

M. Baltzer[1] a constaté que la **protogine de la Mieselen** (massif de l'Aar) prend, dans le voisinage du gneiss séricitique, un grain plus fin et une couleur plus claire, par diminution de la biotite.

La structure microscopique de la roche accuse un mélange

[1] Baltzer. Ueber die aplitische randliche Facies des Protogins an der Mieselen, Lauteraargletscher. *Mitteil. naturf. Ges. Bern*, 1901, 70-72.

allotriomorphe de quartz, orthose avec plus de microcline et encore moins de plagioclase; peu de biotite; forte cataclase.

La cataclase est tout aussi intense que dans la protogine. C'est une roche à grain plus fin que la protogine et plus acide que celle-ci. On pourrait la nommer *protogine aplitique.*

Au contact avec le gneiss se montre le Siebengang, un filon ainsi nommé par Studer à cause de la forme du chiffre 7, qu'il présente de loin sur la paroi rocheuse. C'est une roche plus grossière que l'aplite, ressemblant à la protogine, mais plus riche en microcline, avec forte cataclase des composants. M. Baltzer avait admis primitivement qu'il s'agissait d'un effet d'étirement, soit d'un « pseudo-filon ». Mais aujourd'hui il est convaincu que le Siebengang est bien un filon, dont cependant il est difficile de s'expliquer le grain plus grossier que celui de l'aplite voisine.

Le **Gneiss granitique du Roc Noir** dans le massif de la Dent Blanche a fait l'objet d'une étude pétrographique de M. Milch [1]. L'auteur rappelle que Studer a déjà mentionné la dite roche sous le nom d'*arkésine* en la qualifiant de *granite talqueux avec amphibole.* Jurine avait nommé « arkésine » une roche du massif du mont Blanc, composée de quartz, feldspath, amphibole, stéatite et chlorite. Guyot, en parlant des roches de l'erratique du glacier du Rhône, qualifie d'arkésine une roche composée d'une pâte schisteuse et talqueuse ou chloritique vert-jaunâtre, avec nombreux cristaux de quartz, feldspath et amphibole.

Studer avait, d'autre part, exprimé la supposition que le gneiss talqueux ou arkésine était un produit du métamorphisme des schistes sédimentaires. L'arkésine ne serait qu'une forme plus cristalline du gneiss talqueux. Tandis que Jurine avait indiqué le feldspath comme un des composants essentiels, Studer lui attribue plutôt un rôle subordonné. Il tend à ranger l'arkésine plutôt dans le groupe des gneiss que dans celui des granites. Il est difficile d'extraire une définition claire et nette de la roche en question des nombreuses mentions que Studer en a faites.

La définition qu'en donne Gerlach est plus juste, sauf qu'il semble se rallier à l'opinion de Studer sur la genèse de cette roche. Il ne considère pas l'arkésine et le gneiss talqueux comme des roches d'origine différente, mais ne voit

[1] L. Milch. Ueber den Granitgneiss vom Roc Noir (Massiv der Dent Blanche, südwestl. Wallis). *N. Jahrb. f. Min., Geol.*, etc., 1901, I, p. 49-88.

entre eux qu'une différence de structure. D'après lui, l'arkésine fait partie des gneiss talqueux. En se basant sur une analyse de G. v. Rath, d'où résulte que le minéral vert feuilleté de l'arkésine et du gneiss talqueux n'est pas du talc, ni de la chlorite, mais plutôt du mica séricite, avec un peu de talc, Gerlach a introduit depuis lors le nom de *gneiss d'Arolla*, en lieu et place de gneiss talqueux, tout en conservant la dénomination d'arkésine pour des variétés plus granitoides qui seraient de véritables granites amphiboliques. M. Milch supposait donc qu'il y aurait de l'intérêt à étudier à fond ces roches en question, en vue de démontrer si vraiment elles sont d'origine éruptive, ainsi que cela paraît ressortir des définitions de Gerlach et de G. v. Rath, et non sédimentaires métamorphiques, comme le supposait Studer.

Trois preuves de l'origine éruptive ont pu être constatées par M. Milch. Ce sont : 1° La nature pétrographique de la roche ; 2° la présence de ségrégrations basiques, et 3° des inclusions schisteuses.

Le gneiss. La plupart des variétés du gneiss d'Arolla dans la région étudiée (environs de Zinal) sont fortement schisteuses, quoique localement le caractère massif soit assez prononcé. Même les variétés en apparence les plus intactes, ayant un aspect bien granitoide, présentent dans toute leur masse des traces évidentes de la compression, sous forme de traînées jaune-verdâtre ou vert foncé, qui déterminent un clivage principal dans la roche.

La composition minéralogique est absolument celle d'un *granite amphibolique.* On reconnaît sous le microscope, dans une roche du Besso, une amphibole brun-verdâtre, passant au bleu-verdâtre. La biotite ne se retrouve plus, mais doit avoir existé primitivement en petite quantité (traînées troubles non résolubles, litées dans du mica incolore et remplissant les intervalles entre les traînées vertes).

Les feldspaths ont le plus souffert du dynamométamorphisme. Peu de cristaux sont indemnes. Leur décomposition, à la fois mécanique et chimique, a produit un mélange de séricite, quartz, épidote, calcite, etc., qui forme, avec les restes du feldspath broyé, les traînées vertes de la pâte de la roche. Le quartz, en gros grains, est toujours fragmenté avec extinction onduleuse. Il y a accessoirement de la titanite, souvent épidotisée, et peut-être de l'orthite. Dans les variétés à décomposition fort avancée, on trouve des cristaux d'origine récente de feldspath potassique, quartz, bio-

tite et amphibole, au milieu des restes de la roche primitive. Voir analyse I du gneiss d'Arolla à la fin de l'article.

Cette roche est modérément acide et appartient au groupe *granitodioritique*.

Une variété du Grand Cormier, un peu plus schisteuse, diffère de celle du Besso par la décomposition inégale des feldspaths; l'amphibole a, au contraire, bien résisté; la biotite paraît avoir été primitivement plus abondante.

Parmi les variétés du Roc Noir, la plus massive a un aspect porphyrique et fibro-ondulé. Mais cet aspect provient de la décomposition d'une partie des feldspaths qui sont entrecoupés par des traînées vertes, ce qui détruit leur individualité et constitue, avec les autres produits de décomposition, une espèce de pâte verdâtre, contenant du quartz et du feldspath intact. Cette roche contient aussi de la titanite et de l'orthite. (Analyse II.)

Une autre variété du Roc Noir se distingue par de grands cristaux de feldspath ayant jusqu'à 5 cm. de longueur, avec forme cristalline bien conservée, d'où un aspect également porphyrique de la roche. Les grands cristaux de feldspath sont du feldspath potassique qui a cependant subi une décomposition, soit une régénération assez avancée.

Une troisième roche, aussi du Roc Noir, présente, à côté de la schistosité normale, une fissuration transversale, ce qui fait penser à l'auteur que peut-être la roche a subi deux temps de compression successifs ayant agi différemment.

Cette même localité a fourni encore une variété acide, avec moins de masse fibreuse verte et prédominance des minéraux verts, quartz, feldspath potassique et plagioclase en petits grains, avec peu de décomposition chimique, quoique le tout fragmenté. L'analyse atteste qu'il s'agit d'une roche à faciès plus acide. (Analyse III.)

Une roche schisteuse, ressemblant à un schiste chloriteux, qui doit avoir subi un écrasement plus avancé, doit être groupée à la suite de celle-ci, de même une roche également schisteuse, dans laquelle l'action dynamique et la transposition chimique des éléments ont eu une part égale dans la genèse de la structure feuilletée. (Analyse IV.)

Toutes ces roches ne forment qu'un groupe, soit une association issue d'un magma granitique qui a subi des effets variés du dynamométamorphisme.

Il y a aussi des *ségrégations basiques* qui sont représentées par des parties d'un vert plus foncé qui tranchent nettement avec la roche principale. Elles se composent aussi d'amphibole brun-verdâtre en cristaux plus petits que ceux de la roche principale, mais identique à l'amphibole de cette dernière. Il y a en outre du plagioclase et du feldspath non strié. Le quartz paraît provenir de la décomposition du feldspath. La titanite et l'orthite s'y retrouvent également. Au contact avec la roche principale se trouve une zone de cristaux plus grands, soit de feldspath, soit d'amphibole, qui entourent la ségrégation en forme d'auréole. Ces ségrégations ou traînées basiques ont un caractère lamprophyrique qui les rattache cependant à la roche principale par la richesse en potasse. (Voir analyse V.)

L'auteur a examiné aussi diverses *inclusions schisteuses* verdâtres de forme lenticulaire, qui ont l'aspect de fragments étrangers, entraînés dans le magma fondu, au moment de son intrusion. Les éléments constituants sont du mica clair, de l'épidote en petits grains, du mica verdâtre et de petits prismes d'amphibole bleu-verdâtre clair. L'analyse montre qu'il s'agit d'une roche primitivement argileuse calcaire. (Analyses VI et VII.)

Le gneiss se prolonge aussi, mais rarement, dans les inclusions schisteuses, en forme de filons de faible épaisseur, toujours fortement dynamométamorphosés et plissés avec le schiste.

Enfin, M. Milch décrit un filon d'*aplite* du Roc Noir, composé de quartz, feldspath potassique et plagioclase, avec épidote et chlorite, dérivant probablement des composants colorés. Le feldspath est parfois granophyrique. Le dynamométamorphisme y est aussi très prononcé. (Analyse VIII.) Ce filon offre dans ses diverses parties des variétés différant par leur grain et par leur composition minéralogique, dont une se rapproche de la roche principale.

En résumé, l'auteur conclut que *le gneiss d'Arolla du Roc Noir est d'origine éruptive* et présente la composition d'un *granite amphibolique*, passant à la diorite quartzifère. C'est donc un représentant acide de la série granito-dioritique. Les inclusions schisteuses étrangères prouvent que le granite est plus récent que les schistes ambiants.

Voici les analyses indiquées par l'auteur ; elles ont été exécutées au laboratoire de chimie de l'Université de Breslau :

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO_2	66.3	69.8	73.9	71.4	52.4	56.3	54.4	75.9
Al_2O_3	16.9	17.9	11.3	14.5	19.5	18.9	16.9	10.5
Fe_2O_3	5.4	2.8	3.2	2.4	7.3	4.9	5.8	1.8
FeO	1.4	1.1	1.2	1.4	4.2	1.1	1.3	1.9
MgO	1.9	0.6	1.6	1.1	2.2	2.2	2.8	1.7
CaO	2.6	3.4	4.2	2.7	6.9	7.3	9.5	3.4
Na_2O	2.7	1.4	1.2	2.4	1.9	2.2	2.8	1.7
K_2O	0.4	2.2	2.6	3.1	3.8	5.2	4.4	2.2
H_2O	1.5	0.8	1.0	0.9	1.5	1.6	2.2	1.2
	99.1	100.0	100.2	99.9	99.7	99.7	100.1	100.3

M. Bonney [1] a attiré l'attention sur la variabilité des **Euphotides** de la vallée de Saas. Leur pyroxène est parfois du diallage, parfois remplacé par de l'amphibole ou, le plus souvent, par de la smaragdite. Le feldspath est intermédiaire entre l'orthose et la saussurite. Le grenat est fréquent, ainsi que le mica.

Nous devons à M. Preiswerk [2] une étude pétrographique sur la **Serpentine du col du Geisspfad** (Valais). Il constate dans une note préliminaire que l'extension de cette masse éruptive est en réalité double de celle indiquée sur la carte géologique suisse au 1 : 100000.

Contrairement à ce qui avait été admis jusqu'ici, la serpentine ne forme pas une masse reposant dans un synclinal du gneiss, mais elle pénètre en concordance dans la roche voisine qui est le gneiss exclusivement.

La roche elle-même dérive d'une *dunite*, ainsi que l'a prouvé l'existence d'un noyau de roche intacte non serpentinisé, situé presque au centre de la masse. La roche périphérique avait probablement une autre composition et devait être riche en diallage.

A côté de la serpentinisation, on constate aussi la transformation de l'olivine et des pyroxènes en antigorite.

La trémolite est un autre produit de décomposition qui ne manque presque jamais.

M. L. Duparc avait signalé dans cette serpentine une « matière colloide » isotrope que M. Preiswerk voudrait considérer plutôt comme un produit intermédiaire entre la serpen-

[1] *C. R. Soc. géol. Londres*, 4, XII. 1901.

[2] H. Preiswerk. Der Serpentin vom Geisspfad (Ober-Wallis). *Ecloqæ geol. Helv.*, VII, 1901, 123-125.

tine et la chlorite, soit un mélange intime de ces deux minéraux.

La métamorphose chimique est accompagnée partout, surtout dans la zone touchant au gneiss, d'une métamorphose mécanique visible sur les composants sous le microscope et dans la structure par la formation de serpentine schisteuse.

Dans une étude plus complète, M. PREISWERK [1] donne sur ce gisement des détails plus nombreux, notamment sur l'âge présumé de cette masse éruptive et sur les variétés diverses de roches aujourd'hui confondues en une seule masse serpentinisée.

Il discute à fond la question de savoir si la serpentine du Geisspfad appartient au gneiss ou plutôt aux schistes lustrés mésozoiques, comme nombre d'autres roches vertes des Alpes, telles que les schistes amphiboliques, chloriteux, prasinites et notamment la masse de serpentine intercalée dans les schistes lustrés près de Viège.

Il cite l'opinion de Bernhard Studer, qui s'était déjà posé cette question et qui admettait qu'en général les serpentines et roches vertes font partie du groupe des schistes calcaires. Pour la masse du Geisspfad, tout en admettant qu'elle peut appartenir au groupe des gneiss, Studer incline plutôt à la aux schistes calcaires.

La masse principale de la serpentine constitue des rochers déchirés et sauvages, qui couronnent l'arête entre le Fleschenhorn et le Pizzo Fizzo (2742 m.), sur une longueur d'au moins 5 km.

A sa base, la serpentine est en contact constant avec le gneiss, qui constitue une sorte de cuvette évasée, dans laquelle gît la masse serpentineuse; le flanc N du synclinal est plus incliné que le flanc S, localement même déjeté et renversé. Dans le sens de la longueur, on constate également un plongement centriversal, en sorte que la masse de serpentine gît réellement dans un fond de bateau en demi-fuseau. Plus à l'ouest, la situation se complique par une masse de gneiss qui vient se superposer à la serpentine. Ce gneiss supporte à son tour du schiste calcaire avec amphibolites, le tout en position presque horizontale, avec relèvement sur les bords, surtout du côté N, comme le socle gneissique. La masse de serpentine entre le Schwarzhorn et le Geisspfad, et celle qui est subordonnée au gneiss du Cherbadung, sont

[1] H. PREISWERK. Ueber Dunitserpentin am Geisspfadpass im Ober-Wallis. *Inaugural Dissertation*, Bâle. 1901.

évidemment en connexion directe. Du côté de l'W et au SW, la serpentine se termine en coin par la fusion du gneiss supérieur et de l'inférieur. Le gisement aurait conséquemment la forme d'une intercalation lenticulaire.

Mais au sommet du Cherbadung on retrouve de la serpentine, soit sous forme de lentilles dans le gneiss, soit dans le voisinage de deux lits de schistes calcaires qui sont intercalés au gneiss, mais sans entrer en contact avec ces schistes.

Au point de vue pétrographique, l'auteur reconnaît en première ligne que la serpentine change de structure et de composition depuis le contact avec le gneiss vers le centre de la masse. Au contact il y a des roches amphiboliques et aussi des roches talqueuses (pierre ollaire), puis des roches serpentineuses schisteuses. Dans les lentilles accessoires et dans la partie amincie de la grande masse intercalée dans le gneiss, tout l'ensemble a la structure schisteuse. Dans la grande masse, le centre est massif. La serpentine schisteuse conserve extérieurement la couleur verte, tandis que l'autre se couvre à la surface d'un enduit couleur rouille. L'intérieur de cette dernière est, en outre, vert olive ou gris. Dans le centre du massif, la serpentine est absolument compacte, sans clivage, ni délit. Les plans de clivage, qui conduisent peu à peu à la schistosité périphérique, sont toujours parallèles au plan de contact avec le gneiss ambiant.

La partie centrale de la masse de serpentine peut être qualifiée, d'après son aspect, de *serpentine tachetée et marbrée*, qui devient localement *absolument compacte et grenue, sans orientation des composants* (hypidiomorphe grenue).

Les parties périphériques, plus vertes, donc plus serpentinisées, sont, ou bien des *serpentines feuilletées*, ou bien des *serpentines tachetées de blanc*, qui renferment localement des *diallagites*. On peut, d'après cela, établir le groupement suivant :

1. Dunites grenues sans direction 2. Dunites marbrées	partie centrale.
3. Serpentines tachetées . . . 4. Diallagites . . . . . . 5. Serpentines feuilletées . . .	parties périphériques.

Les *dunites grenues*, visibles entre le Rothorn et le Schwarzhorn, contiennent de l'olivine (péridote) intacte ; ce sont donc les parties les moins serpentinisées du massif. L'olivine est allotriomorphe. Lorsqu'elle est fissurée par dynamométamorphisme, elle présente l'extinction onduleuse.

L'analyse prouve que ce minéral, qui est presque incolore, est bien de l'olivine. Localement, il y a un pyroxène presque incolore aussi (diallage) et naturellement des oxydes de métaux lourds (chromite). On peut donc considérer comme roche mère de la serpentine une *dunite typique* et une dunite avec chromite et diallage passant à la *wehrlite*. M. Duparc avait déjà exprimé l'opinion que la serpentine du Geisspfad dérivait d'une roche péridotique qu'il a désignée comme lherzolite; l'absence de bronzite ne justifie cependant pas cette dénomination.

Aucune des roches n'est entièrement intacte. L'olivine est toujours plus ou moins serpentinisée, en partant de la périphérie des grains et le long des fissures qui parcourent ceux-ci.

La déformation mécanique de l'olivine n'est cependant pas nécessairement en relation avec la transformation chimique. Des grains d'olivine complètement broyés sont parfois libres de toute serpentinisation.

M. Preiswerk a examiné le minéral isotrope que M. Duparc avait désigné par « matière colloide. » Il est arrivé à la conclusion que ce n'est pas un minéral isotrope, mais bien plutôt un aggrégat microcristallin d'un minéral à faible biréfringence, tel que la chlorite. Voici l'analyse chimique sommaire d'une de ces dunites pyroxéniques centrales du massif: SiO_2 = 41,65 %; Al_2O_5 = 1,47 %; Fe_2O_5 = 2,03 %; Cr_2O_3 traces; FeO = 6,49 %; CaO = 1,72 %; MgO = 42,26 %; H_2O = 3,82 %. Total 99,44. C'est donc une roche composée essentiellement d'olivine.

Les *dunites marbrées* (flaserige Dunite) ne diffèrent des précédentes que par le degré plus avancé du métamorphisme dynamique. Tout y est plus broyé et laminé, et la proportion de minéraux secondaires, notamment de la matière dite isotrope (chlorite), est plus grande. Le produit serpentineux de la décomposition chimique présente, dans certains cas, les caractères de l'antigorite et paraît lui être identique. Il y a même probabilité que la matière dite isotrope, considérée comme chloritique, n'est qu'un intermédiaire entre la chlorite qui est négative et l'antigorite qui est positive.

Les *serpentines tachetées*, qui avoisinent la partie centrale du massif, n'offrent que peu de minéraux intacts. Le composant essentiel est de l'*antigorite* à structure réticulée caractéristique pour les serpentines alpines, associée à un amphibole incolore, — également un produit secondaire, — dont

les cristaux atteignent jusqu'à 1 cm. de longueur. A côté de cela, il y a aussi un pyroxène primaire (diallage ?). Les serpentines tachetées sont moins riches en MgO que la roche centrale, ainsi que le prouvent les analyses de M. Duparc (30-35 % MgO), et plus riches en oxyde de fer (Fe_2O_3 4-8 % ; FeO 4-6 %). A la périphérie, la dunite passe donc à une roche voisine de la wehrlite et de la diallagite.

4. Quant aux *diallagites*, qui contiennent des cristaux de ce minéral pouvant avoir jusqu'à 5 cm. de longueur, on ne les connaît que du pied NE du Crempiollo, où les éboulis en offrent de fort beaux types. Le diallage forme presque toute la roche dans certains cas, d'autre fois la serpentine prédomine. Le diallage tend à se décomposer en amphibole incolore, ayant la même orientation cristallographique que le pyroxène.

5. Les *serpentines feuilletées*, dont la structure schisteuse est en relation avec l'orientation des feuillets de l'antigorite, se composent, outre ce minéral, de trémolite (restes du pyroxène), de calcite et d'oxyde de fer, tel que magnétite. Des schistes chloriteux avec cristaux de magnétite ayant jusqu'à 1 cm. de diamètre, sont étroitement liés aux serpentines feuilletées.

6. Les *roches amphiboliques* formant l'enveloppe intermédiaire entre le gneiss et la serpentine, n'atteignent qu'une épaisseur de quelques mètres au maximum. Elles se composent de prasinites, roches à amphibole et plagioclase, avec épidote, chlorite, titanite, etc., qui touchent directement d'une manière très tranchée à la serpentine, qui s'enrichit souvent de trémolite sur une certaine épaisseur. Le gneiss, de son côté, est influencé par ce contact; il s'enrichit d'un pyroxène jaune (diopside) qui donne à la zone de contact l'aspect d'une auréole jaunâtre. On y rencontre aussi de l'amphibole.

La serpentine renferme toute une série de roches accessoires et des formations minérales cristallisées dans les fissures.

Des filons de prasinite granatifère permettent de supposer la présence primitive de filons de Gabbro. Il y a dans la serpentine des inclusions formées de grenat et de pyroxène à structure cornéenne.

Dans les filons et fissures on a constaté : préhnite, pennine, grenats verts, asbeste avec cristaux de titanite et de grenat.

L'auteur conclut, au point de vue de la situation du gisement : Lors même que la connexion de la serpentine du Geisspfad avec les formations mésozoiques ne saurait être déclarée impossible, son contact constant avec le gneiss et la modification que cette dernière roche a subie le long du contact, prouvent que la roche mère de la serpentine (dunite, diallagite) a été injectée dans le gneiss. Les dislocations ont imprimé à cette roche une structure feuilletée qui s'accentue vers la périphérie, simultanément avec les décompositions chimiques, dont sont résultés la serpentine (antigorite), trémolite, chlorite et un minéral isotrope intermédiaire entre la chlorite et l'antigorite.

M. Kæch[1] a remarqué que les **porphyres** de la région de Lugano avaient, à plusieurs reprises, fait l'objet d'études pétrographiques, tandis que ceux de la région entre le lac de Lugano et le val Sesia n'ont jamais fait l'objet d'un travail d'ensemble. Pour le moment, l'auteur ne donne qu'un résumé des recherches qu'il a entreprises en vue de combler cette lacune.

La base des roches triasiques est formée, dans cette région, par les roches porphyriques qui se superposent à leur tour aux schistes cristallins fortement redressés. Quant aux roches porphyriques, leur situation diffère de celle des environs de Lugano par la faible représentation des porphyrites qui n'apparaissent qu'au fond des sillons d'érosion les plus profonds. Ils sont toujours privés de cristaux de quartz. Les porphyrites supportent des brèches et des conglomérats porphyritiques qui passent à des grès porphyritiques.

Les porphyres quartzifères sont également accompagnés de tufs brèchoides et de tufs porphyriques, ayant souvent une structure felsitique. Il y a lieu d'admettre que les porphyres, quoique bien plus étendus autrefois, ne formaient cependant pas une nappe continue, mais qu'ils appartiennent plutôt à plusieurs centres d'éruption.

C'est dans la nappe la plus orientale (Arona-Angera) que le porphyre offre la variété la plus cristalline, un vrai granophyre rouge brique, avec grands cristaux de quartz (5 mm.) et lamelles de feldspath.

Dans le ravin de Nespolo, au N de Grignasco, existe un porphyre qui paraît être un vrai kératophyre.

[1] Max Kæch. Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in den Porphyrgebieten zwischen Luganer-See u. Val Sesia, *Eclogæ geol. Helv.*, VII, 129-135.

Le porphyre se trouve aussi en filons traversant les schistes cristallins. Les plus remarquables sont ceux d'Orta. Deux filons se trouvent encore dans la vallée de Vina, dont l'un, nettement granophyrique, présente deux salbandes verdâtres de nature dioritoporphyritique quartzifère ; l'autre, avec des salbandes de même composition, offre un centre micropoikilitique. Ce sont évidemment des *filons mixtes*.

L'auteur rappelle que le filon souvent mentionné sur la route de Melano à Rovio, près de Lugano, n'est pas, comme on l'a cru jusqu'ici, un filon unique. Il est formé d'alternances trois fois répétées de porphyre rouge et d'une roche porphyritique foncée homogène, et pourrait aussi faire croire à un filon mixte. Mais il a été possible de constater que le porphyre rouge est plus récent et qu'il traverse par quatre filons le porphyre noir. Le contact est franc et le porphyre (granophyre) prend une structure fluidale au contact du porphyre noir. L. v. Buch avait admis au contraire que le porphyre noir formait des filons dans le rouge !

Nous aurons l'occasion de revenir sur les recherches de M. Kæch, lorsque aura paru le travail détaillé qu'il annonce.

Les roches de la **zone dite amphibolique d'Ivrée** ont été étudiées dans la vallée de Mastallone (Piémont) par M. R.-W. Schæfer [1]. Il y a deux zones de roches vertes, l'une, plus étroite, au NW, l'autre, plus large, au SE, ainsi que cela ressort des cartes géologiques. L'auteur rappelle les opinions variées, depuis Studer et Gerlach jusqu'aux études plus récentes de Zeller, Traverso, Porro, etc. Ces derniers concordent dans ce sens qu'ils attribuent aux roches à structure massive de ces zones une origine éruptive.

La zone étroite mérite davantage le nom de zone d'amphibolite que la grande, car celle-ci se compose essentiellement d'une diorite amphibolique et des divers produits métamorphiques de cette roche : schistes amphiboliques et schistes verts. Elle est parfois traversée de filons d'aplite dioritique ; près du Passo Baranca il y a une norite quartzifère.

La présence de lentilles de marbre sur les confins des roches basiques des deux zones, ou même au beau milieu de celles-ci, est surprenante et étrange, et ne peut s'expliquer que par un effet de lamination ou par l'entraînement des masses calcaires au milieu du magma éruptif.

Entre les deux zones de roches éruptives basiques se trouve

[1] R.-W. Schæfer. Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallone Thales. *Tschermacks Min. u. petr. Mitteil.*, t. XVII, 495-517.

un gneiss œillé, le gneiss de Sesia. Mais au contact NW de la grande zone s'intercale une zone schisteuse, la zone de Fobello, composée de gneiss, de gneiss à graphite, mica-schistes, quartzites, schistes verts, etc., dont une bordure étroite, ne mesurant que quelques mètres, est transformées au contact même avec la grande zone, en une roche très compacte à grain fin à structure cornéenne, évidemment une zone métamorphique de contact issue du schiste; c'est une cornéenne granatifère à zoisite. Au contact de la zone étroite on rencontre également une roche singulière. C'est un gneiss à grenat et sillimanite plus ou moins schisteux qui alterne avec la diorite amphibolique un grand nombre de fois.

La large zone de roches basiques, la « zone amphibolitique » proprement dite, devrait réellement être désignée comme zone à *roches noritiques dioritiques*. On y distingue dans une coupe transversale du NW au SE : norite granatifère, norite proprement dite et diorite à biotite, jusqu'à Varallo, de l'autre côté de la zone. La norite granatifère présente dans le val Rimella un faciès particulier, qui est un Gabbro à bronzite granatifère avec nombreux filons basiques. La compression tectonique y a fait naître un gneiss noritique dans le voisinage des zones d'écrasement, brèches de dislocation, failles et plans de glissement abondants. L'auteur signale un filon mixte de roche à labrador et d'une péridotite (harzburgite amphibolique ou diorite amphibolique à bronzite).

On voit ainsi qu'à la suite des indications de M. Schmidt, des travaux de Porro, Traverso et ceux de M. Schæfer, la zone, pendant longtemps si obscure, de l'amphibolite d'Ivrée prend son vrai caractère, celui d'une ligne d'intrusion d'un magma basique *diorito-noritique*. On sait que Diener l'avait considérée comme une zone d'affaissement (Graben) et que R. Zeller y avait vu de l'analogie avec un massif central.

M. Schæfer donne ensuite des diagnoses de toutes ces roches et en décrit les caractères accidentels dûs aux actions tectoniques. Une esquisse de carte en représente la répartition dans la région étudiée.

Roches métamorphiques. — La structure particulière des **marbres alpins** est, d'après M. Baltzer [1], le résultat du métamorphisme dynamique dû aux dislocations. On a aussi voulu y voir, dans une certaine mesure, une action chimique de l'eau.

[1] A. Baltzer. Ueber die mechanische Umwandlung des Kalksteins in Marmor. *Mitteil. d. naturf. Ges. Bern*, 1901, p. 67-70.

La distinction des marbres de contact et des marbres dynamétamorphisés est établie :

1° Par l'existence de ces derniers en dehors de tout contact éruptif, mais toujours aux endroits de compression tectonique énergique.

2° Par la rareté ou l'absence de minéraux de contact. Les minéraux de genèse récents sont le mica et des silicates d'alumine rouges ou verts en forme d'enduits. Donc il n'y a pas eu action de haute température.

3° Le métamorphisme de contact est nettement délimité, tandis que le dynamométamorphisme présente des contours incertains. Suivant la nature de la roche et la nature de l'action, le dynamométamorphisme produit des résultats différents.

Le calcaire noir du Malm alpin se modifie d'abord par fragmentation (brèche primaire), puis les débris deviennent cristallins et dans les interstices se forme un remplissage rouge ou verdâtre argileux luisant qui produit finalement une brèche vivement colorée (Grindelwald).

Le schiste calcaire devient par lamination, avec intercalation de feuillets colorés, riche en séricite qui garnit la surface des lamelles. Il en résulte ainsi le marbre schisteux. Le calcaire compact blanc devient cristallin. Pour la formation du marbre-brèche de Grindelwald, M. Baltzer n'admet pas l'intervention de l'eau, mais seulement l'action mécanique.

Ces marbres ne se forment que par transposition moléculaire par voie mécanique.

M. H. Preiswerk[1] a décrit un **schiste vert** du val d'Evançon (Piémont) qui est intercalé à des schistes calcaires mésozoiques. C'est une roche à l'aspect conglomeré, composée de nodules feldspathiques, lités dans une masse chloritique. Le microscope a permis d'y reconnaître en outre : amphibole, épidote, zoisite, moscovite, titanite, rutile, calcite. Le feldspath est intermédiaire entre l'oligoclase et l'albite.

M. Duparc[2] distingue dans les **schistes de Casanna** des Alpes valaisannes les types suivants :

[1] H. Preiswerk. Untersuchung eines Grünschiefers von Brusson (Piémont). *Centrabl. f. Min., Geol.*, etc., 1901, 303-308.

[2] L. Duparc. Sur la classification des schistes de Casanna des Alpes valaisannes. *C. R. Acad. sc. Paris*, 20 mai 1901.

1. *Micaschistes* et *gneiss à mica blanc*. Roches très cristallines souvent miroitantes et satinées, glandulaires dans les variétés gneissiques. Le mica et le quartz alternent dans les schistes. Le feldspath (orthose et albite), en se développant, conduit à la variété gneissique ; il paraît s'être développé après les autres éléments. Le rutile est dispersé presque partout. On y trouve, en outre, accessoirement : chlorite, grenat incolore, épidote, magnétite, sphène et hornblende.

2. *Chlorito-schistes* et *gneiss chloriteux*. Roches vertes schisteuses. La chlorite en lamelles forme un réseau qui renferme de petits grains de quartz. Le sphène est disséminé dans toute la masse. Lorsqu'il y a de l'albite le sphène et le quartz font défaut.

3. *Schistes* et *gneiss chlorito-micacés*. Chlorite et moscovite en même importance, alternant avec des zones quartzeuses. Le feldspath (orthose et albite) forme des glandules englobant la chlorite et le mica, et souvent surchargé de grenats incolores. Rutile en fines aiguilles.

4. *Schistes calcairo-micacés et chloriteux*. Se rattachent aux roches précédentes; s'en distinguent par la présence de calcite qui peut devenir très abondante. La calcite est régulièrement disséminée ou accumulée par places. Epidote pas rare. Sphène dans les variétés chloriteuses.

5. *Schistes amphiboliques*. Sont plutôt rares. Association de hornblende vert-bleuâtre avec grains d'épidote, peu de quartz, sphène, feldspath (orthose et albite) en petits grains.

6. *Schistes à glaucophane*. Appartiennent à des types pétrographiques assez différents. Le plus fréquent est une roche finement grenue ou fibreuse, grisâtre ou violacée, formée de glaucophane, d'épidote, de moscovite et de calcite. Glaucophane = 30 % de la roche. Le glaucophane alterne avec des zones chargées d'épidote, de moscovite et de chlorite avec zébrures des matières ferrugineuses opaques. Sphène localement. D'autres variétés se distinguent par le groupement des cristaux de glaucophane, de la chlorite et de l'épidote.

7. *Schistes à chloritoide*. Assez rares, avec structure semblable aux micaschistes. Masse schisteuse et froissée de grains de quartz, de lamelles de chlorite vert-foncé et de moscovite; très semblable comme structure aux schistes chlorito-micacés. Le chloritoide maclé est disséminé partout.

Ces divers types principaux sont accompagnés d'une foule de variétés ou de formes transitoires.

IIIe PARTIE. — **GÉOLOGIE DYNAMIQUE.**

par Ch. Sarasin.

Actions et agents externes.

Sources.

M. G. Ritter[1], dans une intéressante étude **hydrologique du canton de Neuchâtel,** fait ressortir tout d'abord le rôle très important joué par les masses disloquées et fissurées du Jurassique supérieur, qui laissent filtrer la presque totalité de l'eau tombée sur leur surface. Ce complexe essentiellement perméable, qui comprend le Portlandien, le Kimmeridgien, et le Séquanien, est supporté par les marno-calcaires compactes de l'Argovien qui arrêtent la descente des eaux d'infiltration. D'autre part, au-dessus du Portlandien, le Purbeckien forme un second niveau imperméable qui est surmonté par les calcaires très poreux du Valangien; l'Hauterivien inférieur forme ensuite un troisième niveau imperméable qui est séparé par les calcaires aquifères de l'Hauterivien supérieur et de l'Urgonien des marnes et des argiles du Tertiaire. Quant aux dépôts quaternaires, étant formés en grande partie de graviers et de sables, ils sont perméables dans leur ensemble, mais ils renferment des intercalations argileuses qui donnent lieu à des nappes d'infiltration phréatiques.

En classant les sources d'après les formations imperméables qui en provoquent la sortie on peut distinguer :

1° Les sources argoviennes ou oxfordiennes parmi lesquelles il faut citer les belles sources du flanc NW de la montagne de Boudry et celles de Préladan et de Gänsbrunnen dans la cluse qui coupe la chaîne du Graitery.

2° Les sources hauteriviennes dans lesquelles il faut classer toute une série de sources sortant du flanc SE de la première chaîne du Jura.

3° Les sources tertiaires qui jouent un rôle considérable dans certaines vallées synclinales, en particulier dans le Val de Ruz.

[1] G. Ritter. Sur l'Hydrologie neuchâteloise. — *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXVIII, p. 158-179. 1900.

4° Les sources quaternaires. Les dépôts quaternaires, qui remplissent le fond de plusieurs des grandes vallées du Jura, se gorgent d'eau et, si des couches imperméables s'y intercalent, elles provoquent la formation de nappes phréatiques, qui ont été fréquemment exploitées, soit par des puits artésiens, soit par d'autres travaux de captage. Telle est l'origine des eaux qui alimentent Coffrane, les Geneveys, Boudevilliers, Valangin, etc....

La Société argovienne des sciences naturelles a entrepris par l'initiative et sous la direction générale de M. le prof. F. Muhlberg[1] l'élaboration d'une carte au 1 : 25 000 des **sources du canton d'Argovie.** Dans ce travail, auquel ont participé plus de trente collaborateurs, il a été tenu compte de l'emplacement exact de la source, de son débit, de son emploi (eau potable, eau minérale, eau de lavage, etc...), du mode de captage, de la température, des conditions de constance ou de variabilité ; pour les puits, la profondeur et la nature des terrains encaissants ont été déterminés.

Renvoyant à plus tard le travail de synthèse à faire sur les très nombreuses observations recueillies, M. Mühlberg s'est contenté de présenter sur l'ensemble des recherches un rapport sommaire dans lequel il ne traite avec quelques détails que la région de Brugg qui doit servir d'exemple.

Dans les environs de la ville de Brugg les différents terrains peuvent être classés de la façon suivante:

1° Les alluvions récentes sont généralement perméables, mais il peut s'y mêler des couches non poreuses.

2° Les alluvions pleistocènes des terrains et les moraines à blocaux (Blockmoränen) sont perméables, tandis que le Lœss ne l'est qu'imparfaitement et que les moraines de fond argileuses ne le sont pas du tout.

3° Le Tertiaire, formé en grande partie par les grès divers du système mollassique, est le plus souvent perméable ; pourtant des zones marneuses intercalées á divers niveaux et surtout abondantes dans la mollasse d'eau douce inférieure, donnent lieu à des nappes d'infiltration locales. Le Sidérolitique, qui forme la base du Tertiaire, est constamment imperméable.

4° Dans le Malm, les calcaires de Wettingen laissent filtrer l'eau, qui est arrêtée au-dessous par les marnes de Baden ; les couches de Wangen, les calcaires à *Hem. crenu-*

[1] Mühlberg. Bericht über die Herstellung einer Quellenkarte des Kantons Aargau. *Mittheil. der aargauischen naturf. Ges.* H. IX.

laris et les couches du Geissberg forment un puissant complèxe perméable et aquifère, dont la limite inférieure est marquée par les marno-calcaires d'Effingen et de Birmensdorf.

5° Dans le Dogger les niveaux perméables sont représentés essentiellement par le calcaire spathique de la partie supérieure et par le Hauptrogenstein, tandis que les marnes à *Parkinsonia Parkinsoni* et les couches sous-jacentes ne sont pas poreuses.

6° Le Lias est formé en grande partie de couches marneuses et imperméables, à la base seulement par le calcaire à gryphées, très favorable à l'infiltration.

7° Les marnes irrisées du Keuper ne laissent pas passer l'eau, tandis que le gypse de la base est perméable.

8° Quant au Muschelkalk, il est essentiellement poreux.

Dans l'ensemble du canton d'Argovie 8461 sources ont été constatées, dont 2977 avec un débit total de 186 500 litres-minutes ne sont pas utilisées encore.

Cours d'eau et vallées

M. M. Lugeon[1], dans son intéressante étude sur **l'origine des vallées des Alpes occidentales,** fait ressortir tout d'abord le fait, du reste connu, de la division de la plupart d'entre elles en un tronçon transversal dans la partie supérieure de leur cours, puis un tronçon longitudinal plus ou moins allongé, et enfin un nouveau tronçon transversal, par lequel elles sortent des chaînes à angle droit.

Il étudie ensuite l'origine de ce grand tronçon transversal inférieur qui coupe souvent toute une succession de chaînes anticlinales, et cherche à démontrer que, dans un grand nombre de cas, le cours d'eau suit dans cette partie de son cours une zône synclinale transversale, suivant laquelle les axes des plis subissent tous un abaissement marqué. La vallée du Chéran, celle du lac d'Annecy, la vallée morte de Chambéry, la grande coupure de l'Isère entre Grenoble et Moirans, que l'auteur décrit en détail, sont d'après lui des exemples frappants de ce fait.

Pour d'autres cas de vallées transversales, telles que celles du Chéran à travers l'anticlinal du Semnoz et du Fier à tra-

[1] M. Lugeon. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Annales de Géographie*, Paris, t. X, p. 295-317 et 401-428. — Voir aussi C. R. des séances de la Soc. vaud. des sc. nat. *Archives Genève*, t. XI, p. 412, 1901.

vers l'anticlinal du Gros Foug, il ne paraît pas y avoir coïncidence entre l'emplacement du cours d'eau et une inflexion synclinale des plis. Il faut très probablement admettre ici une antécédence de l'établissement de la vallée par rapport à la formation des plis traversés. D'autre fois le cours des rivières paraît avoir été peu influencé par la forme des plis des terrains secondaires, qui étaient comme noyés dans une sorte de couverture épaisse de formations plus récentes (Mollasse ou surtout Flysch) à surface peu accidentée. Le squelette des plis n'a été mis à jour qu'après une érosion prolongée alors que la direction des principales vallées était fixée. C'est à une origine semblable que M. Lugeon attribue la forme des vallées des 2 Dranses (de Biot et d'Abondance), de la vallée du Giffre et de celle de l'Arve en amont de Cluse.

La vallée du Rhône entre Montreux et Saint-Triphon suit nettement une inflexion synclinale transversale aux plis, mais en amont de Saint-Triphon il n'en est plus de même et l'abaissement de l'axe des plis vers l'E, bien marqué dans les chaînes de la rive droite, se continue sur la rive gauche. Il est probable qu'ici, au moment où la direction de la vallée s'est fixée, la topographie de la région était très différente de ce qu'elle est actuellement et que les grands plis couchés, qui sont déjetés sur le pli de Morcles, recouvraient ce dernier sur de beaucoup plus grandes étendues, donnant aux Alpes vaudoises une altitude moyenne beaucoup plus grande.

Quant au tronçon moyen longitudinal des grandes vallées, il faut le considérer comme étant le plus souvent de formation relativement récente. Il paraît avoir commencé par une courte vallée longitudinale, entamant des formations de faible résistance; grâce à ce fait et à une pente forte, l'affouillement a marché rapidement; par érosion régressive, la vallée s'est allongée, et a capté un nombre plus ou moins grand de cours d'eau transversaux, qui, gênés dans leur travail de creusement par la traversée de massifs résistants, ne pouvaient pas effectuer avec la même rapidité l'abaissement de leur seuil. L'auteur base du reste cette manière de voir sur une étude détaillée de la vallée du Rhône et de celle du Grésivaudan entre Ugines et Grenoble.

Les tronçons transversaux supérieurs paraissent suivre fréquemment des ondulations synclinales; mais ceci n'est pas à beaucoup près une règle absolue et les cas sont nombreux où la direction du cours d'eau paraît avoir été donné par la surface structurale des formations superficielles (Mollasse ou Flysch) complètement enlevées aujourd'hui par l'érosion.

M. LUGEON[1] a constaté, dans ses excursions à travers les Alpes, de nombreux cas dans lesquels, le fond d'une vallée ayant été comblé par une accumulation importante de dépôts morainiques, le cours d'eau n'a pas retrouvé après le retrait des glaciers son ancien lit, mais, dirigé seulement dans son cours par la surface des formations glaciaires, s'est creusé un nouveau chenal à droite ou à gauche de la ligne qu'il suivait précédemment et a été amené de ce fait à entamer finalement la roche sous-jacente sur l'un des flancs de son ancienne vallée. La gorge ainsi formée, étant récente, est étroite avec des parois très abruptes. L'auteur décrit successivement plusieurs exemples de ces **tronçons épigénétiques**, ainsi la vallée de la Morge au-dessous de la Chappelle de Corbelin et celle de la Dranse de Biot en aval de Saint-Jean d'Aulph. Dans ce dernier cas, la rivière traverse la gorge excessivement resserrée de l'Ombre, tandis qu'à côté se montre une sorte de col formé entièrement d'alluvion et de moraine qui se trouve certainement sur l'emplacement de l'ancien lit comblé par des formations glaciaires.

De même, à l'endroit où le Chéran sort des Bauges pour pénétrer dans la région mollassique vers le Pont de l'Abîme, la vallée a été barrée par une puissante moraine frontale; le cours d'eau a été rejeté à droite où se trouvait le point le plus bas du barrage et a creusé suivant cette nouvelle ligne une gorge étroite dans les calcaires urgoniens. La Baye de Montreux a subi de nombreuses dérivations de son cours, sans du reste que l'écart entre les lits successifs soit jamais très grand.

Un des exemples les plus intéressants de ce genre de phénomènes nous est fourni par le passage de l'Aar au travers de la colline transversale du Kirchet entre Meiringen et Innertkirchen. Le contraste est frappant entre la vallée très large d'Innertkirchen où le fleuve traverse une vaste plaine d'alluvions et la gorge étroite par laquelle il coupe la barre calcaire du Kirchet. Celui-ci est formé par les calcaires durs du Malm; il est recouvert d'une quantité considérable de dépôts morainiques; enfin il est traversé par 5 coupures profondes comblées par de la moraine et qu'il faut considérer comme des gorges creusées successivement puis abandonnées par l'Aar. L'explication des faits paraît être la suivante: en amont du Kirchet la rivière, travaillant dans les schistes cris-

[1] M. LUGEON. Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses. *Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVII, p. 423-454.

tallins, a donné naissance à une vallée largement ouverte en V; dans la barre calcaire, par suite d'une résistance beaucoup plus grande des roches, il s'est formé une gorge étroite, tandis que vers l'aval la vallée, se creusant dans les formations plus tendres du Jurassique moyen, a repris une section large. Ensuite le glacier de l'Aar, ayant pris possession de la région, a obstrué de ses moraines la gorge resserrée de la partie moyenne en même temps qu'il aurait, d'après l'auteur, comblé de sa moraine de fond la cuvette du Hasle jusqu'au niveau du barrage calcaire. Le torrent sous-glaciaire dont le cours aurait été ainsi exhaussé progressivement, aurait finalement choisi le point le plus bas du barrage et s'y serait creusé un chemin. Après le retrait du glacier, son émissaire, profitant du travail déjà effectué, aurait suivi le même cours et aurait approfondi la tranchée commencée. Puis un retour du glacier aurait provoqué la répétition des mêmes phénomènes et 5 alternatives successives de progression et de recul des glaces auraient amené la formation des 5 gorges que M. Lugeon a constatées. L'auteur croit devoir préférer cette hypothèse d'un remblayage répété de la plaine du Hasle à celle de l'établissement d'un lac de barrage en amont du Kirchet à cause de l'absence complète de deltas ou de terrasses lacustres au-dessus du niveau de la plaine d'alluvions actuelle.

Lacs

Sédimentation. — M. Heim[1] a continué son étude du **dépôt des vases** dans le lac des Quatre-Cantons; à l'aide d'une caisse placée au fond du lac à une certaine distance de l'embouchure de la Muotta, il a constaté que, du 12 septembre 1899 au 10 mars 1901, il s'est déposé en ce point une couche de 8,5 cm. de vase humide, ce qui correspond à 13,2 gr. de vase humide et 7 gr. de vase sèche par cm^2. La sédimentation particulièrement intense qui s'était produite sur ce point pendant la période 1897-1898 paraît donc être un phénomène constant et non pas un fait exceptionnel comme M. Heim l'avait admis.

D'autre part, M. Brückner[2] a fait une étude préliminaire du **lac d'Oeschinen** près de Kandersteg qui, étant alimenté essentiellement par les eaux troublées des torrents glaciaires

[1] Heim, A. *Bericht an Herrn Prof. Brückner, Präs. der Flussgeschiebe-Kommission.* Verh. der Schweiz. naturf. Ges. 84. Jahresvers. in Zofingen, 1901.

[2] *Bericht der Flusskommission für 1900-1901*, par le Prof. Brückner. Verh. der Schweiz. naturf. Gesell. 84. Jahresversamml. in Zofingen, 1901.

et ne présentant pas d'écoulement superficiel, se trouve dans des conditions spécialement intéressantes. Par des sondages, l'auteur a constaté que, depuis que M. Gosset avait en 1874 déterminé la profondeur du plafond du lac, celui-ci s'est élevé de 7 m. ce qui correspond à un exhaussement annuel moyen de 27 cm.

Nous devons à M. Forel[1] un court aperçu sur les matières organiques contenues dans les eaux des lacs. Ces matières proviennent d'une part, de sources assez diverses, elles sont d'autre part, enlevées à l'eau par des procédés variés dont les deux plus importants sont: 1° les dégagements gazeux, 2° la dissolution et l'entraînement par les eaux de l'émissaire.

Thermique. — M. Forel[2] a opéré pendant l'année 1900 quatre séries de **sondages thermomètriques** devant Ouchy en mars, mai, août et novembre et a pu se convaincre que la chaleur estivale pénètre dans les couches supérieures de l'eau jusqu'à une profondeur de 50 m. en mars, 60 m. en mai, 80 m. en août et 100 m. en novembre. Au-dessous de 100 m. il subsiste toute l'année une nappe d'eau froide qui a une température de 5,1° à 5,8° et qui paraît être formée par l'accumulation au fond du lac des eaux littorales, surreffroidies pendant l'hiver.

En comparant ces résultats avec d'autres obtenus par différents auteurs qui ont opérés des sondages analogues sur divers lacs de Scandinavie, de Russie et d'Ecosse, M. Forel[3] est arrivé aux déductions suivantes: l'amplitude de la variation thermique annuelle d'un lac est d'autant plus marquée que ce lac est situé plus près du pôle. D'autre part, les variations de température de l'eau, qui s'atténuent assez rapidement avec la profondeur, se font sentir d'autant plus loin de la surface que le lac est plus septentrional; tandis que dans le lac Léman elles ne sont plus sensibles au delà de 120 m. elles sont encore marquées dans le lac de Ladoga au-dessous de 220 m.

Limnimétrie. — M. S. de Perrot[4] a collationné pendatn l'année 1899 un nombre important de données concernant le

[1] F.-A. Forel. Les matières organiques dans les eaux du lac. *Bull. soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVII, p. 479-481.

[2] F.-A. Forel. La thermique du lac. C. R. des séances de la Soc. vaud. des sc. nat. *Archives Genève*, tome XI, p. 410, 411, 1901.

[3] F.-A. Forel. Etude thermique des lacs du nord de l'Europe. *Archives Genève*, tome XII, p. 35-55, 1901.

[4] S. de Perrot. Données hydrologiques dans le canton de Neuchâtel. *Bull. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, tome XXVIII, p. 222-232.

niveau relatif des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat. Il ressort de ses observations que le niveau du lac de Bienne a été à 10 reprises plus élevé que celui du lac de Neuchâtel, soit 4 fois pendant des périodes de 5 jours consécutifs et 6 fois pendant des durées plus courtes. Le lac de Morat a été 5 fois à un niveau plus bas que le lac de Bienne et 1 fois, le 31 août, plus bas que celui de Neuchâtel.

De 1898 à 1899, le volume du lac de Bienne a diminué par suite d'un abaissement du niveau moyen de 5 cm., de près de 2 millions de m^3, celui du lac de Neuchâtel a diminué de 2 159 000 m^3 par suite d'un abaissement du niveau moyen de 1 cm., celui du lac de Morat a augmenté de 547 200 m^3 par suite d'un exhaussement du niveau moyen de 2,4 cm.

M. de Perrot donne du reste une série de tableaux des variations du niveau des 3 lacs pendant l'année 1899 et des débits des principaux cours d'eau affluents du lac de Neuchâtel pendant la même période. Il termine son travail par un résumé des observations pluviométriques faites dans diverses stations du canton de Neuchâtel. Il résulte de l'ensemble de ces observations que l'année 1899 a présenté un déficit important dans la quantité de pluie tombée, que par suite le débit des cours d'eau a été relativement très faible et qu'en automne il s'est produit une forte disette d'eau dans la montagne.

M. E. Sarasin[1] a résumé les résultats des **observations limnimétriques** qu'il a faites pendant les années 1897-1900 sur le lac des Quatre-Cantons à l'aide de limnographes placés successivement à Lucerne, à Fluelen, à l'Obere Nase, à Küssnacht et à Stansstad. Il a pu constater que le lac ainsi étudié subit tout d'abord un mouvement pendulaire uninodal Fluelen-Lucerne, dont le nœud correspond avec le détroit des Nasen et dont la période est de 44′12″; ce mouvement est particulièrement net et régulier à Fluelen. Une 2e oscillation, binodale, a une période de 24′15″ soit un peu plus longue que la moitié de celle de l'uninodale; elle est très marquée au détroit des Nasen ainsi qu'à Lucerne. Il se produit en outre entre Küssnacht et Stansstad un mouvement pendulaire transversal uninodal avec une période de 18′8″ auquel s'ajoute parfois une oscillation binodale dont la durée est un peu plus longue que la moitié de celle de l'uninodale.

[1] Ed. Sarasin. Les oscillations du lac des Quatre-Cantons. *Archives Genève*, tome XI, p. 161-171, 3 planches.

Glaciers et avalanches

Glaciers.

La commission des glaciers de la Société helvétique des Sciences naturelles, dont le rapport pour 1900 a été rédigé par M. le Prof. Hagenbach-Bischoff[1], a continué ses observations sur le **glacier du Rhône.** Il ressort de ce document que l'ablation a été spécialement intense sur toute la longueur du glacier pendant l'année 1899-1900. D'autre part, le ralentissement du mouvement de la glace de l'amont vers l'aval a été constaté d'une façon particulièrement nette. La marche des névés paraît se faire avec une vitesse très régulière, qui est de 94 m. par an pour le névé inférieur.

Le front du glacier a subi un recul moyen de 10,8 m. du 28 août 1899 au 25 août 1900; il s'est avancé comme pour les autres années pendant les mois d'hiver (décembre à mai) et a reculé pendant les 7 autres mois. La ligne frontale du glacier a du reste été considérablement modifiée par une avalanche de glace qui s'est détachée le 25 août 1900 du bord droit de la cascade du glacier et qui s'est amoncelée en avant du front à droite du Rhône.

La fusion superficielle de la neige a commencé tard au printemps 1900, mais a été ensuite rapide. Quant aux chutes de neige les observations ont démontré une fois de plus qu'elles sont notablement plus abondantes sur les névés supérieurs que sur les névés inférieurs.

Le rapport annuel sur les **variations des glaciers des Alpes** suisses pendant l'année 1900 a été rédigé par MM. Forel, Lugeon et Muret[2]. M. Forel relève le fait que, tandis que l'ensemble des glaciers d'un massif est en pleine décrue, un d'entre eux peut marquer une crue petite et courte pendant 1 ou 2 ans. Ces crues de faible amplitude peuvent s'expliquer ou bien par l'influence d'un ou deux été froids et humides sur un glacier en état d'équilibre approximatif, ou bien par le fait qu'une crue de glacier a été brusquement interrompue par un été particulièrement chaud.

Dans le même rapport nous trouvons de nombreuses données recueillies par M. Lugeon sur l'enneignement en 1900

[1] Hagenbach-Bischoff. *Bericht der Gletscherkommission für das Jahr 1900-1901.* Verh. der Schweiz. naturf. Gesells. 1901, p. 277.

[2] F.-A. Forel, M. Lugeon et E. Muret. Les variations périodiques des glaciers des Alpes. *Annuaire du S. A. C.*, XXXVIe année, 1901.

comparé à celui des années précédentes. Tout autour du Massif du Mont-Blanc, la limite des neiges a subi en 1900 un recul très marqué; dans les Alpes valaisannes il y a eu désenneigement général au-dessous de 4000 m., tandis que dans les altitudes supérieures la couche de neige paraît au contraire avoir augmenté d'épaisseur. Dans les Alpes vaudoises et bernoises les névés ont diminué dans des proportions considérables; il en est de même plus à l'E dans le massif du Sentis. En somme la limite des névés qui est en moyenne en Suisse à 2700 m. s'est considérablement élevée et se trouve actuellement dans le massif du Mont Blanc et les Alpes valaisannes entre 3100 et 3300 m. La couche de neige dans les régions élevées a presque partout diminué beaucoup d'épaisseur; il faut donc s'attendre à un recul prononcé des glaciers pendant les années qui vont venir.

L'étude des variations de longueur des glaciers, dont les résultats ont été collationnés par MM. Forel et Lugeon, ont porté pour 1900 sur 82 glaciers. Dans les Alpes valaisannes sur 30 glaciers observés, 25 sont en décrue certaine, 2 en décrue probable, 2 en crue probable et 1 seul en crue certaine (le glacier de Boveyre). Dans les Alpes vaudoises les 7 glaciers observés sont tous en décrue; dans les Alpes bernoises, sur 12 glaciers observés, 2 seulement paraissent marquer une crue, ceux de Stein et du Grindelwald supérieur, tandis que plusieurs autres ont beaucoup diminué d'épaisseur. Les 8 glaciers du bassin de la Reuss observés sont tous en décrue; il en est de même des 14 glaciers étudiés dans le bassin du Rhin, des 4 glaciers observés dans le bassin de l'Inn et des 2 glaciers observés dans le bassin de l'Adda. Dans le bassin du Tessin sur 5 glaciers observés, 2, ceux de Brexiana et de Muccia paraissent être en légère crue.

En résumé sur 82 glaciers, 1 seul, celui de Boveyre a marqué une crue certaïne, il s'est allongé de 113 m. depuis 1892.

Les glaciers de Lötschen, de Zanfleuron et de Stein qui paraissent presque stationnaires, étaient en 1899 en crue certaine. Ces derniers exceptés, la phase de recul non seulement se continue mais s'accentue chaque année.

Les mêmes résultats sont publiés d'autre part dans le Rapport sur les variations périodiques des glaciers rédigé par MM. Finsterwalder et Muret[1] au nom de la Commission internationale des glaciers.

[1] S. Finsterwalder et E. Muret. Les variations périodiques des glaciers. VIe Rapport 1900, rédigé au nom de la Com. intern. des glaciers. *Archives Genève*, 1901, tome XII, p. 56-69 et 118-131.

M. Forel[1] a constaté que, à mesure que le glacier du Rhône se retire, la cascade qu'il forme s'incline davantage et la couche de glace y diminue d'épaisseur. Le 21 juillet 1900, il s'est formé sur le côté droit de la cataracte une fenêtre mettant à découvert le torrent sous-glaciaire qui du reste a pris dès le commencement d'août un autre cours. Le 25 août la bande de glace qui séparait cette fenêtre de la rive droite du glacier s'est effondrée en une vaste avalanche et il s'est formé ainsi une large échancrure dans la glace de 100 m. de longueur sur 130 de largeur.

Avalanches.

M. F.-W. Sprecher[2] a réuni dans un intéressant article les observations qu'il a pu faire pendant de longues années sur les **avalanches dans le val Tamina.** Il a reconnu sur les flancs de cette vallée de Pfäfers au glacier de Sardona 90 couloirs d'avalanches principaux.

Le couloir de la Vidameida aboutit dans la vallée près du village de Vättis; ses nombreuses ramifications se continuent au-dessus de la zone des forêts sur le flanc occidental du sommet le plus élevé du Calanda, et aboutissent à des sortes de vallons très inclinés où la neige s'accumule en hiver et d'où elle part pour s'élancer dans la vallée; ce sont les bassins de réception ou les cirques de détachement (Abrissgebiete) multiples des avalanches qui convergent toutes vers le même canal d'écoulement final. Le couloir de chute varie dans sa pente et dans sa forme suivant la nature plus ou moins dure du terrain, ainsi l'inclinaison est moins forte sur le Lias, le Dogger, les schistes de Balfries, le Néocomien, le Gault, tandis que les calcaires du Malm, de l'Urgonien et des couches de Seewen forment des à-pic surmontés généralement par une terrasse étroite. Ces inégalités influent fortement sur la marche des avalanches sèches et pulvérulentes de l'hiver qui, réduites en partie en poussière et arrêtées d'autre part sur les terrasses ou dans les entonnoirs, ne descendent généralement pas dans la vallée, mais nivellent les irrégularités de l'inclinaison et préparent ainsi le chemin aux avalanches postérieures. Celles-ci peuvent donc descendre toujours plus bas et atteindre finalement la base du couloir

[1] F.-A. Forel. Sur le glacier du Rhône. C. R. des Séances de la Soc. vaud. des sc. nat. *Archives Genève,* tome XI, p. 209.

[2] F.-W. Sprecher. *Grundlawinenstudien. Jahrb. des Schweiz. Alpenclubs,* tome XXXV (1899-1900), p. 268-292.

où elles forment un grand cône à pourtour circulaire dont la pente peut atteindre 40° à 45°. Mais les grandes avalanches ne se contentent pas d'arriver au pied des pentes abruptes, elles s'engagent encore fort avant dans un ravin creusé plus bas par un torrent, dont les eaux suivent en été les mêmes couloirs que parcourent les avalanches au printemps.

A propos de la Vidameida, M. Sprecher donne une série d'indications précises sur la marche des avalanches de fond (Grundlawinen), sur l'influence des inégalités du sol, sur la rapidité accélérée des couches supérieures de la neige qui glissent sur les couches inférieures, sur la formation des boules de neige qui roulent souvent en quantité considérable devant le front de l'avalanche, etc....

Après avoir fait une description sommaire d'une série de couloirs d'avalanche de la même vallée, l'auteur examine un type d'avalanche qui est intermédiaire entre les avalanches pulvérulentes de la neige d'hiver et les avalanches de fond lourdes et formées de neige plus ou moins fondante. Ce phénomène, auquel il donne le nom de Grund-Staublawine, se produit lors des chutes prolongées de neige floconneuse. Les amoncellements de neige fraîche formés parfois en quelques heures glissent sur les fortes pentes; au début, grâce au mouvement relativement lent, elles se comportent comme des avalanches de fond puis, la marche s'accélérant, des particules toujours plus nombreuses de neige sont arrachées à la surface par la résistance de l'air et il se forme un nuage de neige qui s'engouffre vers la plaine, mais une grande partie de l'avalanche reste en paquet et, forme, comme dans les avalanches de fond, les boules de neige caractéristiques. La marche est ici beaucoup plus rapide que dans les avalanches pulvérulentes proprement dites.

Les principales conclusions que M. Sprecher tire de ses observations sont les suivantes:

1° Plus le bassin d'alimentation des avalanches est découpé et irrégulier, plus les chutes sont fréquentes et moins elles sont volumineuses.

2° Une avalanche emploie une partie de sa masse à se frayer son propre chemin en comblant les dépressions qui le coupent, et nombre de petites avalanches s'arrêtent avant d'avoir atteint le bas des pentes, parce que toute leur masse a été absorbée par ce travail.

3° Une avalanche prépare en outre la voie à celles qui suivront le même chemin pendant la même saison.

M. F.-A. Forel[1] a eu l'occasion d'étudier l'**avalanche du glacier du Rossboden** (Fletschhorn), survenu le 19 mars 1901 à 6 h. 30 du matin, qui a été causé par la chute d'une masse de rochers des parois du Fletschhorn sur le glacier de Rossboden. L'avalanche de pierres, passant sur le glacier a entraîné avec elle neige, seracs et moraines en quantité énorme et le tout s'est jeté sur la vallée du Krummbach qu'il a recouverte jusque près de Simpeln. La hauteur de chute est de 2300 m., la longueur de l'éboulement de 7 km., la superficie de 2,3 km^2 et le volume de 2,5 à 3 millions de m^3. L'éboulement de glacier doit être attribué à une chute de rocher, parce que les éboulements de glaciers spontanés sont des phénomènes à répétition et qu'aucun fait semblable à celui qui s'est produit en 1901 n'est signalé dans les annales de la région.

M. Schardt[2] considère l'explication donnée par M. Forel comme probable mais non pas comme absolument démontrée, personne n'ayant pu relever jusqu'ici (1901) d'une façon précise une niche d'arrachement dans le rocher sousjacent au glacier. Il donne des détails sur le chemin parcouru par l'avalanche qui a subi plusieurs changements de direction. Après avoir suivi la cataracte du glacier, l'avalanche s'est heurtée contre la moraine latérale, elle a débordé par dessus se répandant sur le pâturage de Griseren, puis s'est engagée dans un couloir étroit pour s'étaler plus bas dans le pâturage de Rossboden. Cette avalanche est d'autre part caractérisée par le faible bruit et le courant d'air relativement peu destructeur qui l'ont accompagnée.

Tourbières

Nous devons à M. E. Neuweiler[3] une importante monographie des **tourbières de la Suisse**, qui ont été étudiées par l'auteur au point de vue de la composition botanique de la tourbe, des relations entre le combustible et le sous-sol, et des divers types de structure. Ce travail traite successivement des tourbières du plateau mollassique, spécialement dans les cantons de Zurich, Thurgovie et Lucerne, des Préalpes de

[1] F.-A. Forel. L'éboulement du Fletschhorn. C. R. des séances de la section de géologie de la Soc. Helv. des sc. nat., *Ecl. geol. Helv.*, p. 147, vol. VII, 2 et *Archives*, tome XII.

[2] H. Schardt. L'éboulement du Fletschhorn, *ibid.*

[3] E. Neuweiler. Beiträge zur Kenntniss der Schweizerichen Torfmoore. — *Vierteljahrsschr. der naturf. Gesell. Zürich*, 1901.

Schwyz et de Zug, du Jura bernois et neuchâtelois et des Hautes Alpes grisonnes.

La dépression de Krutzelried au N de Schwerzenbach (canton de Zurich) est occupée par une petite tourbière qui repose sur l'argile glaciaire. La couche charbonneuse, très mince sur les bords, s'épaissit progressivement vers l'intérieur : à 45 m. du bord l'auteur a relevé la coupe suivante de bas en haut :

1° Tourbe compacte (Lebertorf 90 cm.).
2° Tourbe formée de débris accumulés par les eaux (Schwemmtorf 20 cm.).
3° Tourbe fibreuse (10 à 15 cm.).
4° Tourbe mousseuse (50 à 100 cm.).

La tourbe compacte de la base est séparée des formations sous-jacentes par une couche sableuse qui renferme de nombreux débris végétaux et en particulier beaucoup de graines de Potamogeton ; elle est brun-rougeâtre à sa partie inférieure et devient noirâtre au-dessus. L'étude des restes végétaux qui y sont inclus a montré que le pin était prédominant au moment de sa formation, les bouleaux étaient moins abondants, le platane, le tilleul, le noisetier prospéraient ; quand au chêne il est devenu de plus en plus répandu et a fini par constituer la principale essence. D'autre part, la présence dans la tourbe de débris de plantes de marais indique que la localité était couverte d'une faible couche d'eau.

La tourbe d'alluvion est formée par une accumulation de débris d'écorces, de branchages, de feuilles et de graînes parmi lesquels prédominent les restes de chêne et de plantes de marais; le Potamogeton fragilis ne s'y trouve plus. La couleur de cette couche varie du noir au brun rougeâtre.

La tourbe fibreuse est constituée exclusivement par l'*Eriophorum vaginatum*, ce qui indique l'établissement de tourbières profondes sans forêts. La tourbe mousseuse est une tourbe fibreuse, brune-jaunâtre, formée à la base surtout de sphaignes auxquels se mêlent quelques *Hypnum*, tandis qu'à la partie supérieure les *Hypnum* deviennent de plus en plus nombreux ; il s'y ajoute une proportion de plus en plus importante de Graminées et de Cyperacées.

Il résulte de ces observations que, au début de la formation de la tourbe c'étaient le pin et le bouleau qui jouaient le rôle prépondérant ; puis les pins ont cédé la place aux chênes qui ont prédominé à leur tour, tandis que les noisetiers, les tilleuls, les platanes se développaient plus modestement. Les

arbres divers, dont les restes sont contenus dans la tourbe ont certainement vécu sur place ou sur les moraines avoisinantes; le marais primitif a été transformé d'abord en une tourbière à *Eriophorum* puis en une tourbière à sphaignes et enfin en une tourbière à Graminées.

Les tourbières d'Egelsee près de Niederwyl (Thurgovie) occupent l'emplacement d'un ancien lac et sont superposées à de la craie lacustre surmontant des dépôts glaciaires: La tourbe débute à la base par une couche compacte formée en grande partie d'algues (Diatomées et Desmidiacées) et ne renfermant en fait de restes de végétaux arborescents que des graines et des grains de pollen. Au-dessus repose une couche de tourbe mousseuse qui renferme de l'eau en abondance et est formée essentiellement par des *Hypnum*.

Dans les environs de Hirzel entre le lac de Zurich et la vallée de la Linth, le sol est couvert par une couche en général peu épaisse de tourbe, qui est constituée presque exclusivement par des mousses avec prédominance des Hypnum à la base, des *Sphagnum* à la partie supérieure. A l'W du Mauensee (canton de Lucerne), entre ce lac et le village de Schötz une vaste tourbière s'est formée dans le bassin d'un ancien lac tapissé de craie lacustre et d'argile. La tourbe y présente une structure uniforme; elle est herbeuse brune et friable et se compose d'un mélange de mousses, de Graminées et de Cypéracées. Les tourbières du Hudelmoos entre Zielschlacht et Hagenwyl, vers la frontière des cantons de Thurgovie et de Saint-Gall, sont situées sur un plateau boisé. La couche de combustible, épaisse de 1 à 3 m., repose sur une argile glaciaire sablonneuse et renferme à sa base une forte proportion d'éléments inorganiques; elle est formée essentiellement par des graminées et des mousses, mais renferme d'abondants débris de plantes arborescentes provenant des bois voisins. A peu près les mêmes conditions se retrouvent dans les tourbières du Heldwilermoos entre Heldswyl et Hohentannen (canton de Thurgovie). Le Weinmoos entre Ried et Sulgen (canton de Thurgovie) occupe au contraire un ancien bassin lacustre; la tourbe y repose sur du calcaire d'eau douce et renferme dans sa partie inférieure des débris d'algues et de mollusques lacustres; la couche de combustible est formée en grande partie par une tourbe herbeuse dont les éléments essentiels sont les Graminées et les Cyperacées.

Dans les pâturages de Geissboden au SE de Zoug et à une altitude de 930 m. existent sur des moraines sablonneuses des tourbières peu étendues, dont la couche charbonneuse est

constituée par des Graminées et des Cyperacées, mais renferme dans certaines zones d'abondants éléments ligneux.

La haute vallée de la Biber, entre Rothenthurm et Altmatt (canton de Schwyz), est occupée par des tourbières très étendues couvertes par places et bordées par des bois de sapin. Ce sont les Hypnum qui prédominent à la base, tandis qu'une couche moyenne est caractérisée par l'abondance des *Carex* et que la partie supérieure est formée presque exclusivement de *Sphagnum* et d'*Eriophorum*. Sur le plateau d'Einsiedeln (880-920 m.) où les tourbières prennent aussi une grande extension, la couche de combustible, qui repose sur des argiles ou des cailloutis glaciaires, débute à la base par une zone de tourbe d'alluvion; ensuite vient une épaisseur importante de tourbe herbeuse dont les principaux éléments sont des Carex, des Eriophorum, diverses Graminées et des Renon cules et qui renferme d'assez abondants débris ligneux; enfin la partie superficielle est un Hochmoor typique avec prédominence des sphaignes.

Dans le Jura M. Neuweiler a étudié spécialement les environs de Tramelan et la vallée des Ponts. A 3 kilomètres au N de Tramelan existent de vastes tourbières couvertes en partie par un bois clairsemé de pins. La couche de tourbe, dont on n'a jamais encore atteint le fond, paraît être très épaisse; elle se compose en grande partie de tourbe fibreuse brune, surmontée par une zone peu épaisse de couleur plus foncée et très riche en débris ligneux; dans la couche fibreuse on distingue un niveau inférieur à Sphaignes, un niveau moyen à *Eriophorum* et un niveau supérieur à Sphaignes. Les tourbières qui couvrent le fond de la vallée des Ponts, offrent une couche de combustible de 4 à 6 m. d'épaisseur, qui repose sur la moraine de fond du glacier local avec rares matériaux du glacier du Rhône; ce sont les *Carex*, auxquels se mêlent de nombreux débris de légumineuses, qui prédominent à la base, tandis que les *Sphagnum* et les *Eriophorum* forment le principal élément de la partie moyenne et que les *Sphagnum* forment presque seuls la partie supérieure.

Dans les Hautes Alpes les tourbières sont aussi fréquentes, l'auteur en a étudié 2 cas distincts situés à plus de 2000 m. d'altitude et qui sont caractérisés tous deux par la prédominance très marquée des *Carex*.

Les nombreuses observations de M. Neuweiler lui ont permis d'établir les faits suivants: Les formations sous-jacentes de la tourbe sont variées, ce sont tantôt des argiles ou des cailloutis glaciaires, tantôt de la craie lacustre, tan-

tôt des argiles et des marnes à coquillages. Le passage de ces couches à la tourbe est plus souvent progressif; il peut aussi être subit; la zône inférieure de la tourbe est par conséquent souvent très mélangée d'éléments inorganiques. La nature chimique des formations sous-jacentes influe fortement sur la composition botanique de la base de la tourbe; sur les sols calcaires ce sont les *Carex* qui se développent d'abord, tandis que les sphaignes ne s'établissent que sur les sols pauvres en carbonate de chaux; aussi les tourbes à sphaignes n'existent-elles ni sur les fonds d'anciens lacs tapissés de craie, ni sur les points où le sol est imprégné d'eau d'infiltration calcaire. Par contre les formations glaciaires argileuses ou sablonneuses renferment toujours suffisamment de carbonate de chaux pour permettre le développement des *Carex* et l'on peut considérer comme la règle que ceux-ci forment la base de la couche de tourbe, même-là où les sphaignes deviennent plus tard les éléments essentiels des couches supérieures. Du reste il est rare que la tourbe présente dans toute son épaisseur la même composition; après une zone inférieure, où prédominent en général les *Carex* ou les *Hypnum*, vient dans la règle une zone moyenne riche en *Eriophorum* et en sphaignes, qui supporte une couche superficielle dont l'élément principal habituel est le *Sphagnum*. Mais cet ordre de superposition n'est nullement constant, les tourbières de la Suisse ne présentent pas la succession régulière de niveaux à flore déterminée et l'auteur explique le fait en admettant que beaucoup d'entre elles se sont formées dans des eaux stagnantes.

A propos de la tourbe compacte (Lebertorf) qui se distingue de la tourbe proprement dite fibreuse par sa structure, par sa couleur grise-brunâtre et par les nombreux débris organiques et inorganiques qu'elle renferme, M. Neuweiler croit devoir, avec M. Früh, attribuer sa formation à la décomposition partielle de petits crustacés, d'animaux inférieurs et d'algues. Il se mêle du reste souvent à ces éléments essentiels des débris ligneux qui, s'ils deviennent abondants, donnent à la tourbe une teinte plus foncée.

Eboulements

M. Schardt[1] attribue les mouvements qui se sont produits le 5 février 1901 au **Rocher de la Clusette** près Noiraigue à

[1] H. Schardt. Les mouvements du Rocher de la Clusette. C. R. des séances de la Soc. neuch. des sc. nat. *Archives*, tome XII, p. 183.

un tassement de la dalle nacrée et de l'Argovien, qui reposent sur les marnes hydrauliques du Bathonien en exploitation. Ces mouvements ont été accompagnés d'une fissuration intense des roches et le seul moyen d'éviter un éboulement qui serait une catastrophe, serait l'ablation de la partie disloquée en surcharge.

M. A. GREMAUD[1] a fait à la Société fribourgeoise des Sciences une communication préliminaire dans laquelle il expose les principes qui lui serviront de base pour l'étude qu'il vient d'entreprendre sur les **mouvements de terrain** (éboulements, glissements, effondrements) qui se sont produits à une époque récente en Suisse.

Actions et agents internes.

TREMBLEMENTS DE TERRE.

D'après le **rapport annuel** de M. J. FRÜH[2] sur les tremblements de terre en Suisse, l'année 1899 a été caractérisée par le peu d'importance qu'y ont pris les phénomènes sismiques. L'on n'a en effet enregistré que 6 secousses qui se répartissent comme suit :

1° Le 9 février, à 3 h. 55 m. du matin, 3 chocs successifs ont été ressentis à Martigny, Saxon, Liddes, Bourg Saint-Pierre et les Vallettes.

2° Le 14 février à 4 h. 56 m. après-midi, une personne a perçu à Niederschönthal près Liestal une ondulation dirigée NE-SW qui paraît être un contre coup d'un tremblement de terre violent ressenti au même moment dans le Kaiserstuhl.

3° Un ébranlement léger a été constaté le 3 juillet à minuit 15 m. dans une région circonscrite par Unter-Hallau, Dozwill, Aathal près d'Uster et Zurich, et présentant la forme d'une ellipse allongée du SSE au NNW.

4° Le 13 septembre à minuit 25 m. un seïsme local s'est produit à Grandson et Champagne.

5° Le 26 septembre à 3 h. du matin, une oscillation assez forte accompagnée de grondements a été constatée à Leysin.

6° Le 7 novembre à 1 h. 10 après-midi, un tremblement

[1] A. GREMAUD. Les mouvements de terrain. *Bull. Soc. frib. des sc. nat.*, vol. IX, p. 17.

[2] J. FRÜH. Die Erdbeben der Schweiz im Jahre 1899. *Annal. der schweiz. meteorol. Centralanstalt.* Jahrg. 1899.

de terre a été perçu dans la vallée du Rhône, de Bex à Sion et à Bourg Saint-Pierre dans le val d'Entremont.

Les tremblements de terre ont été plus rares encore pendant l'année 1900; d'après le rapport de M. R. BILLWILLER[1], 3 seïsmes seulement ont été ressentis pendant cette durée dans notre pays:

1° Le 25 janvier une secousse locale à Glaris Bilten.

2° Un tremblement de terre le 18 mai dans le bassin supérieur du lac de Genève.

3° Le 7 août, un seïsme dans le domaine des grands plis couchés glaronnais.

IVe PARTIE. — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

par CH. SARASIN.

TRIAS

Alpes. — M. A. BALTZER[2] dans son étude monographique des **environs du lac d'Iseo** donne la coupe suivante des formations triasiques:

KEUPER	**Rhétien.**	*f*) Calcaire gris, compact, en bancs épais renfermant des silex, de nombreux débris de coraux et des *Avicula contorta.*
		e) Calcaires et schistes noirs à *Myophoria inflata*, *Anatina præcursor*, *Chemnitzia Quenstedti*, etc.
	Couches de Raibl.	*c*) Marnes grises, rouges ou verdâtres avec gypse et pyrite, et marno-calcaires noirs avec lits charbonneux.
		b) Calcaire noduleux gris avec *Myophoria Kefersteini*, *Myoconcha Curioni*, *Gervillia bipartita*, *Pecten filosus.*
		a) Grès tuffeux verdâtres ou rouges, alternant avec des marnes rouges et renfermant par places du gypse.

[1] R. BILLWILLER. Bericht der Erdbebenkommission für das Jahr 1900-1901. Verh. der schweiz. naturf. Ges. 84. Versamml. in Zofingen, 1902.

[2] A. BALTZER. Geologie der Umgebung des Iseosees. *Geol. u. Pal. Abhandlungen*, von E. Koken. Neue Folge, B. V, H. 2, 1901, mit 5 Taf. u. 1 geol. Karte.

Calcaire conchylien.	*b*) Calcaires compacts et calcaires dolomitiques gris foncés, sans fossile, qui paraissent correspondre aux calcaires coralligènes de Wengen. *a*) Calcaires noirs, cristallins, noduleux, qui représentent les couches de Buchenstein.
Grès bigarré alpin.	*d*) Marnes rouges ou vertes avec gypse. *c*) Cornieules. *b*) Argiles schisteuses rouges associées à des marnes vertes et à des grès (niveau de Werfen). *a*) Grès rouges ou verdâtres à ciment argileux qui renferment des bancs de conglomérats (Verrucano ?)

A la suite des publications de MM. Rothpletz et Jennings, M. Tarnuzzer[1] a reconnu que les schistes rouges et les quartzites à silex qui affleurent dans la série triasique de la **Plattenfluh** doivent appartenir au Trias inférieur ou peut-être même au Permien. Par contre, il considère comme très douteux que les schistes syénitiques à séricite et les schistes amphiboliques de la même chaîne représentent la Sernifite, comme l'admet M. Rothpletz, et que la dolomie qui y est intercalée soit de la dolomie de la Röti.

M. A. Rothpletz[2], dans une réponse à M. Tarnuzzer, fait observer que le versant occidental du Madrishorn, dans lequel Theobald voyait une série renversée continue du Jurassique et du Trias, présente en réalité une tectonique beaucoup plus compliquée. Il est du reste inadmissible que l'on assimile simplement, comme l'ont fait les géologues grisons, aux divers niveaux paléontologiques du Trias des couches absolument dépourvues de fossiles et qui ne ressemblent même pas lithologiquement aux formations avec lesquelles on les a parallélisées. Ainsi les couches dites de Partnach par M. Tarnuzzer sont, d'après M. Rothpletz, du Jurassique supérieur car elles reposent en concordance absolue sur le Tithonique. Quant au calcaire dit de l'Arlberg par Theobald l'auteur le considère

[1] Ch. Tarnuzzer. Brief an Herrn Dr A. Rothpletz. *Centralblatt. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1901, No 8, p. 233.

[2] A. Rothpletz. Antwort an den offenen Brief von Hr. Dr Tarnuzzer. *Centralblatt für Min., Geol. u. Pal.*, 1901, No 12, p. 353-360.

comme de la dolomie de la Röti et les conglomérats d'âge douteux paraissent être de la Sernifite.

M. Rothpletz est ainsi amené à considérer le versant du Madrishorn comme formé par une série renversée de Jurassique supérieur de Rötidolomit, de Sernifite et de schistes cristallins; cette succession est coupée en 2 par une faille, qui fait butter le Tithonique du côté E contre la Sernifite du côté W et qui fait réapparaître tous les niveaux une seconde fois sauf le Tithonique.

Dans leur étude géologique de la **Haute vallée de Lauenen.** MM. M. Lugeon et G. Roessinger[1] attribuent au Trias un complexe de corgneules, de calcaires dolomitiques et de gypse auquel s'associent vers le S des marnes rouges, vertes ou grises.

Jura. — M. K. Strübin[2], dans sa monographie stratigraphique sur les **environs de Kaiseraugst** (Jura bâlois), donne sur le Trias les renseignements suivants:

La partie inférieure du grès bigarré fait défaut et la série triasique commence par un complexe de grès violets, rougeâtres, verts ou gris, correspondant au Quartzsandstein de Moesch et Schill. et plongeant vers l'W sous le grès bigarré supérieur. Celui-ci débute par des grès violets foncés se désagrégeant en rognons et représentant l'horizon à silex (Carneolhorizont) de Moesch, sur lesquels repose un grès verdâtre à ciment dolomitique. Il se termine par les grès en plaquettes et les argiles bariolées vertes ou rouges du Röth.

Le Muschelkalk présente 3 niveaux distincts:

a) Le Muschelkalk inférieur (Wellengruppe) affleure sur la rive gauche du Rhin en amont de Kaiseraugst et se décompose comme suit:

1° Des couches alternatives de marnes et de dolomies avec un banc calcaire à Encrines, qui ont 6 m. d'épaisseur et représentent le Wellendolomit.

2° Des marnes grises à *Pecten discites* et *Lima lineata* avec bancs minces de calcaire foncé. Ce complexe qui a environ 24 m. d'épaisseur, correspond au Wellenkalk, il renferme à sa partie supérieure un banc calcaire à *Spiriferina*

[1] M. Lugeon et G. Roessinger. Géologie de la Haute vallée de Lauenen. *Archives Genève*, tome XI, p. 74-87.

[2] K. Strübin. Beiträge zur Kenntniss der Stratigraphie des Basler Tafeljura. *Inaugural-Dissertation*. Basel, 1900.

fragilis semblable à celui dont M. Schalch a signalé l'existence dans le SE de la Forêt-Noire.

3° Des marnes à *Myophoria vulgaris* et *Myoph. orbicularis*, pauvres en fossiles, qui ont été employées précédemment pour la fabrication du ciment (15 m. d'épaisseur).

b) Le Muschelkalk moyen (Anhydritgruppe) est constitué par un ensemble de couches à faciès très changeant: dolomies, calcaires dolomitiques, argile, sel et gypse, se poursuivant sur 80 m. d'épaisseur. Le gypse est surtout abondant près de la base, tandis que le sel prédomine au contraire à la partie supérieure.

c) Le Muschelkalk supérieur se compose essentiellement de calcaires esquilleux, cristallins ou oolithiques et de dolomies; l'auteur en donne un profil détaillé qu'il a relevé près d'Augst. Les 3 niveaux classiques pour le Trias d'Allemagne: calcaire à Encrines, calcaire à *Ceratites nodosus* et dolomie à *Trigonodus* s'y reconnaissent facilement.

Le calcaire à Encrines a fourni les fossiles suivants: *Lima striata* Schloth., *Pecten laevigatus* Schl., *P. discites* Schl., *Hinnites Schlotheimi* Mer., *Myophoria laevigata* Schl., *Terebratula vulgaris* Schloth., *Encrinus liliiformis* Lk.

Dans le calcaire à *Ceratites nodosus* on retrouve plusieurs des espèces du niveau inférieur auxquelles s'ajoutent *Gervillia socialis* Schloth., *Myophoria elegans* Schl., *Pemphyx Sueuri* Desmar., les Encrines y font complètement défaut. La dolomie du niveau supérieur forme des bancs à structure cristalline qui renferment de nombreux silex. La faune en est formée par un petit nombre d'espèces, mais celles-ci sont abondamment représentées; ce sont *Pecten discites* Schl., *Trigonodus Sandbergeri* Schl., *Myophoria Goldfussi* Alb.; la présence à ce niveau de cette dernière a amené Alberti à faire rentrer la dolomie dans le groupe de la Lettenkohle.

Grâce à sa nature lithologique le Muschelkalk supérieur forme un grand nombre d'affleurements à Augst, à Giebenach, au Ziegelhaus, à Magden, à Niederwald, à Olsbergerwald, à Wintersingen, à Sohrhof. Sa puissance totale est d'environ 50 m.

Le Keuper est formé par un complexe de marnes, de dolomies et de grès pour lequel il est difficile d'établir une classification précise, vu la rareté des fossiles et le caractère toujours très incomplet des profils. On peut cependant y distinguer les 3 termes habituels: Keuper inférieur ou Lettenkohle, Keuper moyen (Bunte Mergel, Schilfsandstein) et Keuper supérieur ou Rhétien.

Le Keuper inférieur ne forme dans les environs d'Augst et sur les bords de l'Ergolz que des affleurements limités, mais en comparant les divers profils entre eux et avec les formations correspondantes de Neuewelt sur la Birse, on peut établir de cette série la classification suivante de bas en haut :

1° Schistes gris foncés à *Estheria minuta* avec un banc de Bonebed (1 m. 20).

2° Bancs dolomitiques qui renferment plusieurs niveaux de Bonebed et sont associés à des marnes grises ou rougeâtres avec gypse. Cette zone, très pauvre en fossiles, a pourtant fourni des *Myophoria Goldfussi*. (15 m.)

3° Complexe de dolomies, de marnes grises et de grès qui renferment des débris végétaux en assez grande quantité et même des lits de charbon. Au bord de l'Ergolz on trouve intercalé à ce niveau un Bonebed avec des restes assez bien conservés de sauriens et de poissons. (10 m.)

4° Dolomie limite, sans fossiles, finement plaquetée et jaunâtre. (6-8 m.)

Ce profil rappelle du reste nettement les formations correspondantes du Jura argovien et surtout de la région SE de la Forêt Noire.

Le Keuper moyen est formé de marnes bariolées rouges ou vertes qui renferment des bancs de dolomie blanche ou rougeâtre, des grès et du gypse; les affleurements très imparfaits ne permettent pas d'en établir une coupe précise.

Quant au Rhétien, il ne se prête pas non plus à une étude détaillée dans les environs d'Augst; pour en trouver un profil bien clair il faut aller à **Niederschönthal** sur l'Ergolz près de Liesthal ou M. Strubin[1] a relevé le profil suivant à travers les couches de passage du Keuper au Lias:

Hettangien.

Calcaire gris-bleu en partie spathique avec débris d'Echinodermes, en partie marneux, qui renferme à sa partie supérieure une grande abondance de Cardinia avec *Pentacrinus psilonoti*, *Gryphea arcuata*, *Homomya ventricosa*. (1 m.)

Marne bleuâtre, contenant de la pyrite, avec *Psiloceras* ind., *Cardinia Listeri* Ag., *Modiola psilonoti*, *Pentacr. psilonoti*. (0,15 m.)

[1] K. Strübin. Neue Untersuchungen über Keuper und Lias bei Niederschönthal. Voir *Verh. der naturf. Ges. Basel*, B. XIII, H. 3, p. 586-602. — Voir aussi K. Strübin, Neue Aufchlüsse in den Keuper-Lias-Schichten von Niederschönthal. *Eclogæ geol. Helv.*, vol. VII, p. 119-123.

Rhétien.
- Argile grise sans fossile. (0.60 m.)
- Argile grise schisteuse avec lits minces de grès qui a fourni *Modiola minuta*, *Schizodus cloacinus* et des débris de plantes indéterminables. (0.15 m.)
- Grès blanchâtres avec restes de poissons et de reptiles. (0.05 m.)

Keuper.
- Marne grise et calcaire marneux avec débris de sauriens. (2.10 m.) (Marne à *Zanclodon*).
- Conglomérat violacé ou verdâtre à éléments fins dans lequel on a découvert des restes de *Gresslyosaurus ingens* Rüt (0.40 m.).
- Marne dure, verdâtre ou violacée (0.55 m.).

D'après les études stratigraphiques faites par M. A. Buxtorf[1] dans les **environs de Gelterkinden** (Jura bâlois) le Trias n'est représenté dans cette région que par son terme supérieur le Keuper. Celui-ci prend une grande extension dans la partie N de la feuille de Gelterkinden de l'atlas Sigfried, au S de Wegenstetten sur les flancs du plateau de Kei, dans les environs des villages de Hemmiken et de Rickenbach, puis dans la vallée de l'Ergolz entre Böckten et Thürnen et sur le versant N du Kienberg du côté de Wintersingen. Le groupe de la Lettenkohle n'affleure nulle part et les couches qui servent de base à la série appartiennent au Keuper moyen; elles sont caractérisées par la grande abondance du gypse qui alterne ici avec des zones marneuses. Au-dessus le gypse diminue progressivement, tandis que les marnes prédominent de plus en plus, et toute la partie supérieure du Keuper est formée par des marnes dolomitiques bigarrées, vertes, rouges ou violacées. Les fossiles manquent presque partout et la seule zone de la série à laquelle on puisse donner un niveau stratigraphique précis est une couche de dolomie gréseuse et micacée associée à un grès rouge de 1 m. d'épaisseur, qui présente les caractères du Schilfsandstein et renferme par place la flore de ce niveau (carrière de Hemmiken). Un peu au-dessus des bancs de dolomie en plaquettes alternant avec des marnes représentent probablement le Dürröhrlestein du Wutachthal; enfin directement sous l'Hettangien affleure un complexe de dolomies cellulaires et de marnes.

[1] A. Buxtorf. Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Lieferung 41.

M. LEUTHARDT[1] a entrepris une étude de détail des affleurements bien connus de **Keuper inférieur à Neuewelt** près de Bâle. Les couches, qui plongent de 45° vers l'W., sont visibles sur les 2 rives de la Birse; leur principal intérêt réside dans la présence de 2 niveaux très riches en débris de plantes bien conservés. Le niveau inférieur, qui repose sur des marnes rouges de la base de la série, est formé par des schistes à charbon gréseux, de 20 m. environ d'épaisseur. Le niveau supérieur, séparé du précédent par 12 m. de grès en plaquettes ou schisteux, n'a que 1 m. d'épaisseur et se compose de schistes bleuâtres ou noirs. Il supporte 4.5 m. de schistes charbonneux à *Estheria minuta* sur lesquels reposent un banc de grès marneux (6.8 m.) puis 12 à 13 m. de dolomies surmontées par des marnes rouges.

La flore, dont M. Leuthard donne la liste complète, comprend 14 espèces de fougères, pour la moitié desquelles les fructifications ont pu être étudiées. *Equisetum arenaceum* Jaeg. est très abondant et les *Pterophyllum* constituent l'élément le plus caractéristique. Parmi les conifères *Baiera furcata* est très commune.

L'on n'a découvert des fossiles animaux que dans une argile dolomitique qui surmonte directement le niveau à plantes supérieur. Les espèces qui ont pu en être déterminées sont les suivantes: *Anoplophora* cf. *lettica* Qu., *Lucina Schmidti* Gein., *Estheria minuta* Goldf., *Gyrolepis cf. tenuistriatus*.

JURASSIQUE

Alpes. Nous relevons dans la monographie de M. BALTZER[2] sur la **région du lac d'Iseo** le profil suivant des formations jurassiques:

Jurassique supérieur et moyen.	Complexe formé surtout de schistes siliceux jaunes-bruns, rougeâtres ou verts, esquilleux, avec des calcaires gréseux renfermant des traînées de silex. Ces couches ne contiennent pas d'autres fossiles que des Radiolaires (indéterminés).

[1] F. LEUTHARDT. Beiträge zur Kenntniss der Flora und Fauna der Lettenkohle von Neuewelt bei Basel. *Eclogae geol. Helv.*, tome VII, No 2, p. 125-128.

[2] A. BALTZER. Geologie der Umgebung des Iseosees. *Geol. u. Pal. Abhandl.* von E. Koken. Neue Folge, B. V, H. 2, 1901.

Lias.

d) Calcaires marneux compacts, rouges ou gris avec des Harpoceratidés et des Brachiopodes toarciens.

c) Calcaire compact gris, avec parfois des taches ou des traînées foncées, qui contient *Harpoceras algovianum* Opp., *Harp. retrorsicostatum* Opp., *Harp. boscense* Opp., *Harp. Bertrandi* Opp., *Dactylioceras Haueri* Geyer., *Coeloceras Mortilleti* Menigh., *Amaltheus margaritatus* Sow.

b) Calcaire gris compact avec *Platipleuroceras Salmojraghii* Par., *Liparoceras Beckei* Sow.

a) Calcaire gris, compact ou finement cristallin et dolomies à *Arietites geometricus*.

M. A. v. Bistram[1] a relevé, dans une notice préliminaire sur la **géologie des environs du lac de Lugano**, la présence au Monte-Bolgia et au Monte Bre sur la dolomie à *Conchodon* du Rhétien de calcaires marneux gris bleuâtres, bien stratifiés, dont les bancs inférieurs contiennent une petite faune de fossiles silicifiés parmi lesquels les formes suivantes ont été déterminées: *Schlotheimia angulata* var. exoptycha Wähn., *Aegoceras tenerum* Neum., d'autres Aegoceras voisins de *Aegoc. Naumanni* Neum., *Plicatula intusstriata*. Outre les Ammonites et les Plicatules on trouve dans la même couche de nombreux Gasteropodes, divers Lamellibranches, des Coraux et une grande abondance de débris de Radiolaires et de Foraminifères (Lagenidés). Cette faune est incontestablement hettangienne, tandis que les couches qui la renferment sont indiquées sur la carte géologique de la Suisse comme Rhétien.

Après avoir étudié le Fläscherberg, M. Th. Lorenz[2] a entrepris la tâche d'éclaircir la géologie si compliquée du **Rhätikon**. Nous extraions de la partie stratigraphique de son travail les renseignements qui suivent sur les formations jurassiques.

Ce système prend un grand développement entre le Trias

[1] A. v. Bistram. Ueber geologische Aufnahmen zwischen Luganer und Comer-See. *Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal.*, 1901, p. 737-740.

[2] Th. Lorenz. Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies, 2. Theil, der südliche Rhätikon. *Ber. der naturf. Ges. zu Freiburg i. B.*, B. XII, 1901.

du Vorarlberg et le Flysch oligocène du Prättigau. L'auteur n'a découvert nulle part du Lias; il considère comme possible que les fossiles liasiques trouvés par Theobald près de Ganey (1 Harpoceras cf. radians et 1 Terebratula) aient fait partie des matériaux erratiques très abondants dans la région; d'autre part les couches que l'on avait identifiées jusqu'ici aux schistes liasiques de l'Algäu sont en réalité d'âge crétacique.

Le Jurassique moyen paraît faire également défaut, par contre le Jurassique supérieur est très développé et se présente sous 5 faciès différents:

1° Entre le Falkniss à l'W et les Kirchlispitzen à l'E le Malm est représenté par un calcaire gris, tantôt schisteux, tantôt en bancs épais, renfermant des chaînes de silex, qui rappelle le Hochgebirgskalk. Ce calcaire passe localement à une brèche polygénique connue déjà sous le nom de brèche du Falkniss, qui renferme par places des blocs énormes et dont les éléments sont des roches granitiques, des quartzporphyres, des aplites, des calcaires et des dolomies du Trias. Le calcaire gris et le ciment de la brèche sont fréquemment oolithiques et renferment à profusion les restes d'un Foraminifère tout nouveau voisin de Lagena *Calpionella alpina* Lor.

2° Un peu au S du Falkniss sur le versant N du Gleckhorn affleure une brèche dolomitique qui a été considérée successivement comme liasique et comme crétacique. Mais la présence dans cette formation de *Calpionella alpina* que M. Lorenz a découverte non seulement dans les calcaires précités, mais aussi dans les calcaires suprajurassiques du type vindélicien et dans le Tithonique du versant S des Alpes, permet de considérer ce faciès spécial comme appartenant au Jurassique supérieur. Cette brèche renferme en outre: *Prosopon marginatum* v. Meyer, *Lima latelunulata* Böhm, *Lima Pratzi* Böhm, *Placunopsis tatrica* Opp., *Spondylus globosus* Ou., *Heterodiceras p. Lucii* Defr., *Plicatula strambergensis* Böhm, etc., en un mot une faune nettement tithonique.

3° Localement les calcaires gris du Malm prennent un caractère franchement oolithique; c'est ce faciès qui se rencontre à l'E de Schamella sur le flanc N de la vallée de l'Alp Vals et surtout plus à l'E dans le massif des Kirchlispitzen, de la Drusenfluh et de la Sulzfluh. Ces calcaires oolithiques sont remplis de Nerinées: *Nerinea Lorioli* Zittel, *Ptygmatis pseudobruntutana* Gem.

4° M. Lorenz attribue en outre avec doute au Jurassique

un ensemble de calcaires rouges et de schistes métamorphisés à Radiolaires, qui affleurent sur les 2 versants des Kirchlispitzen et à l'Ofenpass; ce même complexe se retrouve du reste dans la région de Davos où MM. Rothpletz et Jennings les attribuent au Permien.

5° Enfin au Tussberg (Lichtenstein) l'on peut voir des calcaires gris en bancs alternant avec des lits marneux et renfermant par place des bancs de brèche à *Calpionella alpina*.

Parmi ces divers faciès les marno-calcaires à *Calpionella*, les calcaires oolithiques, les schistes à radiolaires présentent une analogie très réelle avec certaines formations suprajurassiques de la zone des Préalpes et des Klippes. La brèche du Falkniss est une brèche sédimentaire qui a été ensuite rendue doublement bréchiforme par une dislocation intense de sa masse; parmi les éléments qu'elle renferme on trouve des roches toute semblables à certains schistes cristallins de la zone du Briançonnais et M. Lorenz admet que ce conglomérat, comme les formations analogues du Crétacique inférieur et du Flysch, a dû se déposer le long de la côte d'une terre située plus au S, qui aurait été constituée géologiquement comme la zone du Briançonnais.

MM. M. Lugeon et G. Roessinger[1] ont distingué entre le Flysch de la zone du Niesen et la région des Hautes-Alpes calcaires dans la **Haute vallée de Lauenen** 3 zones successives du N au S qui sont formées essentiellement de terrains secondaires.

Dans la 1re zone on voit, s'enfonçant sous le Flysch, une brèche spathique grise, rose ou verdâtre avec Bélemnites, semblable à la roche des Klippes du pied du Chaussy, qui appartient au Lias ou au Dogger, cette brèche s'appuie sur des calcaires foncés à Bélemnites liasiques, qui sont supportés à leur tour par du Trias.

Dans la 2e zone le Jurassique est représenté par des marnes noires à rognons pyriteux qui renferment des Posidonomyes et des Harpoceras du Lias et par une brèche à Ammonites et à Bélemnites qui pourrait être du Lias inférieur ou du Dogger.

La 3e zone, qui s'appuie sur les roches des Hautes-Alpes calcaires, comprend, outre les cornieules et gypses du Trias et le Flysch, des marnes grises ou noires à *Phylloceras tortisulcatum* (Oxfordien) et des calcaires gris à nodules siliceux

[1] M. Lugeon et G. Roessinger. Géologie de la haute vallée de Lauenen. *Archives*, tome XI, p. 74.

avec des Aptychus, des Terebratules, des Bélemnites et des Ammonites (Malm).

Nous avons analysé l'année dernière dans cette Revue pour 1900 le tableau établi par M. R. DE GIRARD pour les **formations jurassiques du canton de Fribourg.** Le même auteur[1] a publié une nouvelle édition, considérablement augmentée, de son tableau des terrains de la région fribourgeoise. Nous renonçons à donner ici de la partie de ce travail qui concerne le Jurassique un abrégé qui ne serait guère que la répétition de celui que nous avons publié l'année dernière.

Jura. — La monographie précitée de M. K. STRÜBIN[2] sur la stratigraphie des environs de **Niederschönthal** et de Kaiseraugst donne une description détaillée des formations jurassiques de cette région.

Le Lias inférieur est particulièrement bien développé près de Niederschönthal où il présente la succession suivante :

1° Marne noire bleuâtre, riche en pyrite avec *Pentacrinus psilonoti* Qu., qui paraît correspondre avec une épaisseur très réduite aux marnes à insectes de Schambelen (Argovie) et aux couches à *Psil. planorbe* avec peut-être une partie de la zone à *Schlot. angulata* (0.15 m.).

2° Calcaire gris bleuâtre à Echinodermes avec *Pecten cf. Hehlii* d'Orb et *Lima gigantea* Sow. (0.70 m.).

3° Marne noire à *Gryphea arcuata* (0.05 m.).

4° Calcaire dur, cristallin, gris bleuâtre, riche en Cardinies (*Cardinia Listeri*) (0.25 m.).

Ces 3 derniers niveaux, dont l'âge ne peut pas être précisé d'une façon absolue, paraissent correspondre à la partie supérieure de l'Hettangien.

5° Calcaire dur, cristallin, gris, avec des intercalations marneuses, qui renferme *Arietites Bucklandi* Sow., *Gryphea arcuata* Lam., *Spiriferina Walcotti* Sow. (3 m.).

6° Calcaire spathique, bleuâtre, à *Asteroceras stellare* Sow., *Pentacr. tuberculatus* Mill., *Gryphea obliqua* Goldf. (0.40 m.).

7° Marnes noires, micacées, sans fossile déterminable, qui paraissent représenter le niveau à Asteroceras obtusum Sow. (3 m.).

[1] R. DE GIRARD. Tableau des terrains de la région fribourgeoise. *Mém. de la Soc. frib. des sc. nat.*, vol. II, fasc. 2.

[2] K. STRÜBIN. Beiträge zur Kenntniss der Stratigraphie des Basler Tafeljura. Bâle, 1900.

Le Lias moyen n'affleure que d'une façon très imparfaite dans toute la région étudiée, il semble pourtant que les trois zones à *Deroceras Davoei*, à *Amaltheus margaritatus* et à *Amaltheus spinatus* sont ici régulièrement superposées. Quant au Lias supérieur il est aussi le plus souvent couvert par la végétation, on peut néanmoins y reconnaître la présence d'un complexe de marnes et d'argiles à *Posidonomya Bronni* surmontées par des marnes à *Lytoceras jurense*.

Le Dogger se subdivise de la façon suivante:

Le Dogger inférieur comprend les couches à *Lioceras opalinum* et les couches à *Ludwigia Murchisonae*; les premières sont représentées par 50 à 60 m. de marnes et d'argiles d'un faciès tout-à-fait analogue à celui de la zone à *Lytoceras jurense* mais qui sont très fossilifères; la base en est formée par des marnes foncées à *Lytoceras torulosum* et à *Estheria Suessi* dans lesquelles *Lioceras opalinum* fait son apparition. Puis viennent des marnes dures avec intercalations calcaires à *Pentacrinus wurtembergicus*, dans lesquelles on rencontre *Lioceras opalinum* et la faune caractéristique des couches à *Trigonia navis*. Les calcaires à Pentacrines intercalés ici se retrouvent tout-à-fait les mêmes et à un niveau correspondant en Souabe.

Les couches à *Ludwigia Murchisonæ* sont composées d'une série de 15 à 20 m. d'épaisseur de calcaires gris et de marnes avec des zones d'oolithes ferrugineuses. Elles commencent par une base oolithique riche en Ammonites avec divers *Grammoceras;* puis viennent des Schistes à *Cancellophycos scoparius* sur lesquels reposent des calcaires oolithiques et spathiques à *Ludwigia Murchisonae*. La zone supérieure est caractérisée par la présence de *Lioceras concavum*.

Dans son Dogger moyen M. Strübin fait rentrer les couches à *Sonninia Sowerbyi*, à *Sphaeroceras Sauzei*, à *Stephanoceras Humphriesi* et à *Stephanoceras Blagdeni*.

La zone à *Sonninia Sowerbyi* (12 m.) présente un faciès marneux avec des intercallations d'oolithes ferrugineuses; l'auteur en donne un profil complet qu'il a relevé sur les bords de l'Ergolz à Itingen. *Inoceramus polyplocus* Rœm. y est particulièrement abondant surtout à la partie inférieure, et *Pecten aratus* Waagen en est un des fossiles les plus caractéristiques. On y a découvert en outre *Sonninia Sowerbyi* Miller en plusieurs variétés, *Son. jugifera* Waagen, *Bel. Blainvillei* Voltz, *Bel. gingensis* Op., *Bel. giganteus* Schlot., *Bel. brevispinatus* Waagen, plus une faune abondante de

Lamellibranches, de Brachiopodes, d'Echinides et de Crinoïdes. Ces couches affleurent rarement d'une façon satisfaisante dans les environs d'Augst; les principaux gisements sont au Bienenberg et à Burghalden.

La zone à *Sphaeroceras Sauzei* (15 m.) se compose de calcaires gris gréseux et de marnes, dans lesquels s'intercalent surtout près du haut des oolithes ferrugineuses. Les affleurements en sont du reste peu satisfaisants dans les environs d'Augst, mais M. Strübin en a relevé 2 profils l'un au Grammont, près de Lausen, l'autre dans un ravin près de de cette même localité. Après des alternances peu puissantes de marnes et de calcaire à *Rhynchonella spinosa* Schlot. *Pecten lens* Sow., etc.,... vient un niveau riche en oolithes qui renferme de nombreux piquants de *Rhabdocidaris horrida* Mer., *Stephan. cf. Baylei* Op., *Sonninia alsatica* Haug. etc....

La zone à *Stephan. Humphriesi* est formée par 1 m. à peine d'un calcaire marneux à oolithes ferrugineuses qui renferme *Steph. Humphriesi* Sow., *Steph. linguiferum* d'Orb. *Steph. subcoronatum* Op., *Steph. Braikenridgi* Sow., *Sphaeroc Gervilii* d'Orb., *Sphaer. Brongniarti* Sow. Ce calcaire affleure près d'Arisdorf et de Nusshof.

La zone à *Steph. Blagdeni* comprend 20 à 30 m. de calcaire gris, grèseux, associés à des marnes de même couleur, dans lesquelles on a trouvé: *Steph. Blagdeni* Sow., *Bel. giganteus* Schlot., *Bel. breviformis* Voltz, *Lima duplicata* Mor. et Lyc., *Avicula Münsteri* Br., *Pinna Buchii* Koch et Dunk, etc....

Dans le Dogger supérieur l'auteur fait rentrer: le *Hauptrogenstein*, les couches à *Terebratula maxillata*, les couches à *Parkinsonia ferruginea*, les couches à *Rhynchonella varians*, les couches à *Macrocephalites macrocephalus* et les couches à *Cardioceras Lamberti*.

Le Hauptrogenstein, tout en possédant un faciès assez uniforme de calcaire oolithique (70-80 m.), présente toutefois des niveaux bien caractérisés; tel est le cas de la brèche à Echinodernes, remplie de débris de *Cainocrinus Andreae* P. de Lor., qui se trouve partout à la base de la série au-dessous du niveau inférieur à *Ostrea acuminata*. Plus haut et après une zone moyenne à faciès uniforme apparaît un calcaire compacte remplis de Nerinées et terminé à sa partie supérieure par un banc d'huîtres. Celui-ci supporte des marnes jaunâtres à *Ostrea acuminata* Thurm. et *Pteroperna*

oolithica Grep., qui correspondent au niveau supérieur à *Ostrea acuminata* de M. Mühlberg.

La zone à *Terebratula maxillata* débute par des marnes jaunâtres, très fissiles, qui renferment une *Terebratula* voisine de *Ter. maxillata* Sow., qui est probablement identique avec *Ter. moveliensis* Mühlb. Sur ces marnes repose un calcaire spathique avec débris de Coralliaires. Les fossiles de cette zone sont: *Lima cardiiformis* Sow., *L. bellula* Mor. et Lyc., *L. proboscidea* Lam., *Lucina Bellona* d'Orb., *Ter. cf. maxillata* Sow.

Les couches à *Parkinsonia ferruginea* sont représentées dans les environs de Kaiseraugst par des calcaires spathiques grossièrement oolithiques riches surtout en Echinides: *Holectypus depressus* Leske, *Clypeus Hugii* Ag., *Clypeus Ploti* Klein, *Echinobrissus clunicularis* d'Orb.

Le niveau à *Macroc. macrocephalus* ne présente pas dans la région étudiée d'affleurements distincts; pourtant M. Strübin a trouvé près de Alp, vers la route d'Arisdorf, un échantillon de *Macr. macrocephalus* qui permet de considérer comme certaine la présence sur ce point des couches correspondantes. Celles-ci sont probablement formées comme dans la région de Liestal, de marno-calcaires fortement imprégnés de pyrite.

Les couches à *Cardioceras Lamberti* sont mal caractérisées au point de vue paléontologique; on trouve en effet au-dessus du niveau à *Macroc. macrocephalus* des argiles bleuâtres qui contiennent des fossiles de la zone à *Cardioceras Lamberti* et d'autres qui appartiennent au niveau à *Creniceras Renggeri*, tels que *Hecticoceras punctatum* Stahl et *Quenstedticeras Mariae* d'Orb.

Les formations supra-jurassiques ne contribuent que pour une très petite part à la constitution du sol dans la région d'Augst; elles affleurent entre Nusshof et Hersberg et au S d'Arisdorf. Les couches de Birmensdorf à *Peltoceras transversarium* sont représentées par des marnes et des calcaires gris ou jaunâtres, très riches en Spongiaires qui renferment *Ochetoceras canaliculatum*, *Oppelia arolica*, etc.... Les couches d'Effingen à *Terebratula impressa* offrent également un faciès marno-calcaire. Quant aux autres niveaux du Malm ils prennent dans les environs d'Augst des caractères identiques à ceux que M. von Huene a relevés et décrits pour les formations correspondantes de la région de Liestal (voir *Revue* 1900).

M. K. Strübin[1] a d'autre part publié dans une courte notice un profil détaillé à travers le Dogger inférieur, dans le lit de la Frencke au S de **Liestal.** La série étudiée se décompose de la façon suivante de bas en haut :

Zone à Lioceras opalinum (45.40 m.)

1. Marne grise, micacée, sans fossile (7 m.).
2. Calcaire dur bleuâtre, riche en fossiles avec *Avicula Münsteri* Br. (0.1 m.).
3. Marne grise à *Estheria Suessi* (10 m.).
4. Marne dure, brunâtre, à *Lioc. opalinum*, *Bel. inornatus*, *Pentacr. würtembergicus* (0.15 m.).
5. Marne bleuâtre, micacée avec fragments de Bélemnites (4 m.).
6. Calcaire spathique bleuâtre remplis de débris de *Pentacr. würtembergicus* (0.08 m.).
7. Marne feuilletée bleuâtre sans fossiles (3 m.).
8. Marne grise à miches calcaires (0.40 m.).
9. Marne dure, grise, riche en mica (2 m.).
10. Calcaire concretionné dur, bleuâtre, avec de nombreux *Lioc. opalinum* (0,1 m.)
11. Calcaire marneux gris à oolithes blanches avec *Lytoc. dilucidum*, *Bel. tricanaliculatus*, *Bel. inornatus*, *Lima proboscidea*, *Pecten lotharingicus*, etc.... (0.80 m.).
12. Marne dure, grise avec des *Pholadomya* et des *Grammoceras* (0.30 m.).
13. Calcaire gris compacte sans fossiles (0.20 m.).
14. Marne grise, sans fossiles déterminables (3 m.).
15. Calcaire concretionné, bleuâtre avec des taches foncées (0.1 m.).
16. Calcaire marneux gris à oolithes blanches renfermant *Turritella opalina*, *Hammat. cf. subinsigne* (0.30 m.).
17. Marne grise dure à *Belemnites breviformis*, *Trochus subduplicatus*, *Trigonia tuberculata*, *Goniomya Knorri*, *Pholadomya reticulata*, *Pinna opalina*, *Pecten undenarius* (0.30 m.).
18. Calcaire gris compact sans fossiles (20 m.).
19. Alternance de marnes et de calcaires gris sans fossiles (13 m.).

[1] K. Strübin. Ein Aufschluss der Opalinus-Murchisonæ-Schichten im Basler Tafel-Jura. *Centralblatt für Min., Geol. u. Pal.*, 1901, N° 11, p. 327-333.

Zone à Ludw. Murchisonae (15 m.)

20. Calcaire gris, rugueux, à concrétions brunes (0.1 m.).
21. Calcaire oolithique ferrugineux avec *Ludwigia cf. Murchisonae* et divers *Grammoceras* (0.5 m.).
22. Marne bleu-foncé, micacée (0.5 m.).
23. Calcaire dur, gréseux, gris-bleuâtre (0.10 m.).
24. Marne bleu-foncé, micacée (0.8 m.)
25. Calcaire, micacé, bleuâtre avec des intercalations marneuses à *Cancellophycos scoparius*, *Pecten disciformis* et des Bélemnites (13 m.).
26. Calcaire spathique, devenant rougeâtre à l'air, à *Ludw.*, *Murchisonae* (2-3 m.).

En résumé ce profil montre que la base des couches à *Lioc. opalinum* est formée de marnes micacées à *Estheria Suessi* avec probablement *Lytoc. torulosum;* au-dessus viennent les calcaires à Pentacrines qui correspondent aux formations homologues de la Souabe; puis suivent de nouvelles marnes sur lesquelles reposent un calcaire concretionné à *Lioc. opalinum*, des calcaires oolithiques, des calcaires sableux et des marnes micacées, qui constituent la partie supérieure du niveau à *Lioc. opalinum* et correspondent aux couches à *Trigonia navis* de la Souabe.

Il existe dans les collections du Musée de Bâle plusieurs échantillons de *Lioceras concavum* qui proviennent d'une tranchée de chemin de fer près de Liestal et des flancs du Hauenstein au-dessus de Trimbach près d'Olten. Ces fossiles paraissent avoir été inclus dans une marne bleuâtre, mais l'on n'a jamais pu jusqu'ici établir les relations qui existent entre la couche qui les renferme et les couches à *Sonninia Sowerbyi*, ou celles à *Inoceramus polyplocus*.

Par contre M. K. Strübin[1] a pu relever au **Frickberg** (Argovie) un profil détaillé des formations correspondantes:

Couches à *L. concavum* et *S. Sowerbyi*.

10. Marne ocreuse à *Inoc. polyplocus*, et *Bel. Blainvillei* avec fragments de Lioceras (0.4 m.).
9. Marne micacée bleuâtre (1.9 m.).

[1] K. Strübin. Ueber das Vorkommen von Lioceras concavum im nordschweizerischen Jura. *Centralblatt für Min., Geol. u. Pal.* 1901, N° 19, p. 585-587.

8. Marne ocreuse à *Inoc. polyplocus*, *Bel. Blainvillei* et *Bel. gingensis*

7. Marne bleue à *Inoc. polyplocus* (0.8 m.).

6. Marne ocreuse et marno-calcaire à *Sonninia Sowerbyi* var. *costosa* Quens., *Bel. gingensis* et *Inoc. polyplocus* (0.4 mètre).

5. Calcaire oolitique et ferrugineux avec fragment d'*Harpoceras* (0.4 m.).

4. Marne micacée à Pholadomyes et fragments d'*Harpoceras* (0.2 m.).

3. Calcaire oolithique et ferrugineux à *Harpoc. laeviusculum* et *Lioc. concavum* (0.6 m.).

Couches à *L. Murchisonae.*

2. Marne micacée bleuâtre à *Avicula*, *Pecten*, *Belemnites* (4.8 m.).

1. Calcaire compact bleaâtre (2.90 m.).

Les ammonites de la couche 4 désignées dans le tableau sous le nom de *Lioc. concavum* ont été communiquées à M. Buckmann qui en a fait les déterminations suivantes :

1° *Lucya cavata* Buckm. (= *Lioc. concavum* var. *scriptum* Buckm.).

2° *Brasilia sublineata* Buckm. (= *Lioc. concavum* Sow. p. p.).

3° *Graphoceras decorum* (?) Buckm. (= *Lioc. concavum* Sow. p. p.).

4° *Ludwigella ex. aff. rudis* Buckm.

Le niveau à *Lioc. concavum* se retrouve donc dans le Jura argovien entre les couches à *Ludw. Murchisonae* et celles à *Son. Sowerbyi* et, là où il manque comme à Betznau, son absence paraît devoir être attribuée à une période d'émersion et d'érosion, comme l'a déjà admis M. M. Mühlberg.

Grâce à l'étude détaillée que M. A. Buxtorf[1] a faite des formations jurassiques des **environs de Gelterkinden** (Jura bâlois), on peut établir une comparaison intéressante entre les dépôts de cette région et ceux du territoire d'Augst étudiés par M. Strübin.

Le Lias forme une bande continue depuis le versant N de la Geissfluh jusqu'à Hemmiken ; il se retrouve tout autour du Farnsberg et du Kienberg puis vers l'église de Gelterkinden,

[1] A. Buxtorf. Geologie der Umgebung von Gelterkinden. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, 41. Lief.

au S de Böckten et à l'W de Thürnen. Les points les plus favorables à son étude sont: 1° les pentes qui dominent l'Ergolz au S de la scierie de Böckten, ou le Lias inférieur est particulièrement bien développé; 2° les pâturages de Buacker au-dessus de Wegenstetten, où l'on peut relever une bonne coupe du Lias moyen; 3° sur la route de Rickenbach à Hintern-Egg où affleure le Lias moyen et supérieur.

Le profil de bas en haut à travers le Lias peut se résumer comme suit:

1° Marnes foncées et feuilletées sans fossiles (0.1 m.).

2° Calcaires spathiques en bancs avec *Cardinia Listeri*, *Car. concinna*, *Lima gigantea*, etc.... (0.5 m.).

3° Calcaire spathique gris, en bancs séparés par de minces intercalations marneuses avec *Coroniceras Bucklandi*, *Arnioceras geometricum*, *Nautilus striatus*, *Bel. acutus*, *Gryphea arcuata*, *Pleuromya striatula*, *Spiriferina pinguis*, *Terebratula ovatissima*, etc.... (1.60 m.).

4° Calcaires et marnes gris à *Bel. acutus*, *Gryphea obliqua*, *Ter. Piettana*, *Rhynch. variabilis*, *Rhynch. belemnitica*, *Spirif. Walcotti*, etc.... (1.60 m.).

5° Argiles grises avec rognons calcaires à la partie supérieure (couches à *Ar. obtusus*) (6 m.).

6° Marnes et calcaires gris à *Gryphea obliqua*, *Bel. acutus*, *Bel.* cf. *umbilicatus*, *Pholad. decorata*, *Pholad. Idea*, *Rhynch. variabilis*, *Rhynch. oxynoti*, *Rhynch. plicatissima*, *Rhyn. calcicosta*, *Spirif. Münsteri*, etc.... (1.3 m.).

7° Calcaire gris compact avec des intercalations de brèche à Echinodermes qui renferme de nombreux débris de Belemnites et à sa partie supérieure *Lytoceras fimbriatum*, *Aegoceras capricornu*, *Bel. umbilicatus* (zone à *Der. Davoei*) (1 m.).

8° Marnes sableuses avec rognons calcaires dans lesquelles on trouve: *Bel. paxillosus*, *Bel. compressus*, *Aegoc. capricornu*, *Am. margaritatus*, *Plicatula spinosa* (1 m.)

9° Alternances de marnes et de calcaires avec *Amaltheus spinatus* (0.75 m.).

10° Marnes et argiles schisteuses à *Posidonomya Bronni* terminées à leur partie supérieure par un banc de calcaire bitumineux rempli de débris de poissons (*Leptolepis Bronni*) (1.3 m.).

11° Schistes, argiles et marnes gris ou jaunâtres, renfermant de nombreux bancs de chailles, avec *Lyt. jurense*, *Lioc.*

aalense, *Harpoc. comptum*, *Harp. mactra*, *Harp. costula*, *Harp. subcomptum* et une série de Bélemnites (2.5 m.).

12° Argiles feuilletées et micacées, gris-foncé, avec *Lioceras opalinum* et *Posidonomya opalina*.

La série liasique a, dans les environs de Gelterkinden une épaisseur très réduite, 17 à 20 m. au lieu de 50 m. qu'elle a dans le Jura argovien et dans la région étudiée par M. Schalch entre le Rhin et le Danube. Les marnes foncées de la base et le calcaire à Cardinies correspondent à l'Hettangien, les couches 3, 4, 5 et 6 représentent le Sinémurien, la couche 7 paraît être l'équivalent de la zone à *Deroceras Davoei* et supporte les couches à *Am. margaritatus* et à *Am. spinatus*. Le Lias supérieur est formé par les deux derniers niveaux, couches à Posidonomyes et à *Lytoceras jurense*.

Le Jurassique moyen débute par le puissant complexe des argiles à *Lioc. opalinum*, qui a une épaisseur de 50 à 60 m. A la base ces argiles sont feuilletées, micacées et renferment en grande abondance *Lioc. opalinum* et *Posidonomya Suessi;* à leur partie supérieure des bans nombreux de calcaire à *Pentacr. würtembergicus* s'y intercalent.

Les couches à *Ludwigia Murchisonae* commencent par une zone de calcaire finement spathique, ocreux par place, d'une épaisseur indéterminée avec *Harpoc. opalinoïdes*, *Posidonomya opalina*, *Pecten pumilus*, *Pecten disciformis*. Une mince couche de marne à *Ludwigia Murchisonae* et *Bel. cf. giganteus* sépare ce niveau d'un second banc de calcaire spathique de 3 m. environ d'épaisseur qui renferme *Ludw. Murchisonae*, *Harpoc. laeviusculum*, *Pecten gingensis*. Enfin au-dessus d'une nouvelle bande mince de marne vient un 3e banc de calcaire spathique et ocreux dans lequel on a récolté *Lioceras concavum* avec *Ludw. Murchisonae*.

Les couches à *Sonninia Sowerbyi* sont formées dans les environs de Gelterkinden par des alternances de marnes grises, micacées, et de calcaire spathique ocreux, riche en débris de Crinoides, dont l'épaisseur est difficile à déterminer et dont les affleurements sont rares. Sur ce complexe reposent des calcaires gris, sableux, qui sont surmontés par des alternances de marnes et de calcaires. La partie supérieure de cette dernière zone forme un passage lithologique graduel aux couches à *Stephan. Humphriesi* par le développement progressif des oolithes. Ces alternances marno-calcaires renferment du reste une faune abondante qui permet de les paralléliser avec la zone à *Sph. Sauzei;* les Lamellibranches

et les Céphalopodes y sont particulièrement abondants et ces derniers sont représentés par les espèces suivantes: *Witchellia Romani*, *W. complanata*, *W. Edouardiana*, *Sonninia furticarinata*, *Son. alsatica*, *Poecilomorphus cycloïdes*, *Sphaeroceras polyschides*, *Sph. evolvescens*, *Sph. Brongniarti*, *Sph. Gervilei*, *Steph. cf. linguiferum*, *Bel. quinquesulcatus*, *Bel. giganteus*, *Bel. breviformis*, *Bel. canaliculatus*, *Bel. sulcatus*, *Bel. bessinus*. *Rhabdocidaris horrida* est caractéristique pour les zones oolithiques.

La zone à *Steph. Humphriesi* est représentée par 1 m. d'oolithe ferrugineuse avec *Steph. Humphriesi*, *St. Braikenridgi*, *St. linguiferum*, diverses espèces de Lamellibranches entre autres *Modiola cuneata*, *Mod. Lonsdalei*, *Trigonia costata*, *Trigonia denticulata*, etc..., et des Brachiopodes: *Rhynchonella acuticosta*, *Rh. spinosa*, *Terebratula perovalis*, *Zeilleria subbucculenta*, *Waldheimia carinata*.

Les couches à *Stephanoceras Blagdeni*, qui ont été très bien mises à jour par un glissement de terrain au-dessus de Thürnen, ont une épaisseur de 30 m. environ; elles se composent en grande partie de calcaires sableux en bancs alternant avec des marnes; à leur partie supérieure apparaissent des oolithes qui, en devenant de plus en plus abondantes, établissent un passage graduel au Hauptrogenstein. A côté de *Steph. Blagdeni* on trouve à ce niveau *Bel. canaliculatus*, *Avicula Münsteri*, *Av. echinata*, *Lima semicircularis*, *Rhynch. spinosa*, *Waldh. carinata*, *Zeilleria subbucculenta*, *Pentacrinus cristagalli*, etc....

Le Hauptrogenstein est formé par 70 à 80 m. d'oolithes fines et de couleur claire; il contient à 20 m. environ au-dessous de sa limite supérieure une couche de 2.5 m. d'épaisseur de marnes et de marno-calcaires. Il y a tantôt passage graduel, tantôt limite tranchée entre ces oolithes et les calcaires spathiques de la zone suivante.

Celle-ci, caractérisée par la présence de *Terebratula cf. maxillata* Sow. (= *Ter. moveliensis* Mühlb.), renferme d'autre part *Parkin. Parkinsoni*, *Ostrea Knorri*, *Limatula helvetica*, *Clypeus Ploti* et de nombreux débris de polypiers. Elle se compose de 3 m. environ de calcaires spathiques, ocreux, oolithiques par place.

Les couches à *Rhynchonella varians*, qui ont de 10 à 14 m. d'épaisseur, ne forment pas d'affleurements favorables dans la région étudiée; elles présentent un faciès marneux et renferment une faune abondante dans laquelle prédominent les

Lamellibranches; comme Céphalopodes on y trouve *Oppelia aspidoïdes* Op., *Op. fusca* Qu., *Bel. canaliculatus* Schloth.

Les couches à *Macroc. macrocephus* n'affleurent presque nulle part d'une façon nette; elles se composent d'argiles avec des oolithes ferrugineuses et des bancs de calcaire spathique; elles renferment: *Macroc. macrocephalus*, *Macroc. tumidus*, *Sphaeroceras bullatum*, *Perisph. funatus*, *Oppelia fusca*, *Lima proboscidea*.

Ce sont des argiles bleues avec des oolithes ferrugineuses qui représentent le niveau à *Cosmoceras ornatum*. On y trouve une faune abondante de petites ammonites pyriteuses des zones à *Cardioc. Lamberti* et à *Cardioc. cordatum*.

Quant au Jurassique supérieur il ne comprend dans les environs de Gelterkinden que les couches de Birmensdorf, d'Effingen et du Geissberg avec des faciès absolument analogues à ceux que l'on connaît pour les formations correspondantes du Jura argovien.

Nous devons à M. de Loriol[1] une nouvelle monographie sur les **Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien moyen et supérieur** du Jura bernois. Grâce aux abondantes récoltes de fossiles faites par MM. Matthey, Greppin, Rollier et Koby dans les couches de l'Oxfordien moyen en particulier à la Paturatte, à Montfaucon, à Valbert, à Trembiaz, etc..., l'auteur a pu compléter d'une façon importante la liste de la faune incluse dans ce niveau; il a rectifié d'autre part plusieurs erreurs de détermination faites soit par M. Roeder soit par lui-même et a décrit les 20 espèces nouvelles suivantes:

Creniceras valbertense.	Kobya typica (nov. gen.)
Perisphinctes montaneyensis.	Protocardium valbertense.
Per. paturattensis.	Unicardium paturattense.
Per. Thurmanni.	Unicardium exiguum.
Per. montfalconensis.	Astarte Pagnardi.
Per. Rollieri.	Arca montaneyensis.
Per. episcopalis.	Arca valbertensis.
Spinigera Rollieri.	Arca Drya.
Littorina montaneyensis.	Perna Kobyi.
Cercomya Mattheyi.	Lima trembiazensis.

Nous renonçons à donner ici la liste des espèces examinées par M. de Loriol, dont le nombre s'élève à 96, soit

[1] P. de Loriol. Etude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, vol. XXVIII, 1901.

23 espèces de Céphalopodes, 15 de Gastéropodes, 55 de Lamellibranches et 3 de Brachiopodes. Le gisement de la Paturatte a fourni à lui seul 41 espèces. Qu'il nous suffise d'indiquer en terminant que les nouvelles observations de l'auteur augmentent encore beaucoup l'analogie faunistique qui existe entre l'Oxfordien moyen du Jura bernois et celui des environs de Ferrette.

Crétacique.

Alpes. — D'après M. A. Baltzer[1] le Crétacique de la **région d'Iseo** comprend 3 niveaux lithologiquement distincts, mais dont aucun ne renferme des fossiles caractéristiques :

1° Calcaires blancs, compactes à Radiolaires et à silex.

2° Marnes schisteuses grises à Fucoïdes alternant avec des bancs de calcaire ou de grès ; par place des couches de calcaire crayeux s'y intercalent (*Scaglia*).

3° Grès verdâtres à ciment calcaire ; à la partie supérieure apparaissent des bancs calcaires dans lesquels on a découvert des Inocerames.

Dans son étude sur le **Rhätikon**, M. Th. Lorenz[2] consacre un chapitre important à la description stratigraphique des terrains crétaciques de cette région.

Le Crétacique inférieur y prend un faciès tout à fait semblable à celui du Flysch, aussi a-t-il été complètement méconnu jusqu'ici ; il se compose de grès et de quartzites riches en fer, bruns ouverts, qui alternent avec des lits marneux contenant des débris d'algues et avec des bancs de conglomérats. Le niveau le plus caractéristique est formé par la brèche de Tristel, dont le ciment très abondant, se compose de calcaire foncé, spathique ou oolithique et dont les éléments, plutôt fins, appartiennent les uns à des calcaires ou dolomies du Trias, les autres à des schistes cristallins. Cette brèche renferme des Bélemnites, en particulier *Bel. subfusiformis*, mais elle est surtout riche en *Orbitolina lenticularis* et en une Diplopore non encore décrite, *Diplopora Mühlbergi* Lorenz, que l'auteur a découverte, d'autre part, dans les calcaires urgoniens des chaînes subalpines françaises. Les

[1] A. Baltzer. Geologie der Umgebung des *Iseosees*. — *Geol. u. Pal. Abh.* von E. Koken, N. F., B. V, H. 2, 1901.

[2] Th. Lorenz. Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Facies. II. Theil. — *Ber. der naturf. Ges. zu Freiburg i. B.* B. XII, 1901.

grès infracrétaciques contiennent en outre une très grande abondance de Fucoïdes appartenant à des formes que l'on considérait jusqu'ici comme caractéristiques du Flysch : *Phycopsis arbuscula*, *Phyc. affinis*, *Phyc. intricata*, etc.

Le Crétacique supérieur se rencontre sous deux formes bien différentes. Il prend habituellement un faciès tout à fait analogue à celui des couches rouges des Préalpes et des Klippes et se compose alors d'une masse uniforme de calcaires compacts gris, finement schisteux, colorés localement en vert ou en rouge. Ces couches renferment des fragments d'Inocerames et de Bélemnitelles, parmi lesquelles probablement *Bel. mucronata*, mais elles sont surtout caractérisées par l'abondance des Foraminifères : *Globigerina bulloïdes*, *Glob. cretacea*, *Glob*, *linneana*, *Orbulina universa*, *Discorbina pertusa*.

La seconde forme sous laquelle le Crétacique supérieur se présente dans le Rhätikon est presque identique aux couches dites de Seewen. Ce sont des schistes marneux de couleur claire, dans lesquels le fossile le plus caractéristique est un Foraminifère : *Pithonella ovalis* Kaufm. ; d'autres Foraminifères, communs aux couches rouges, s'y trouvent en moins grande quantité.

D'après MM. Lugeon et Roessinger [1], la série crétacique du socle haut-alpin, sur lequel reposent les écailles des formations préalpines, se compose seulement des deux termes suivants : 1° Schistes foncés et calcaires siliceux du Néocomien, 2° Calcaires blancs à Requienies de l'Urgonien.

M. de Girard [2] a reproduit dans la nouvelle édition de son tableau des terrains sédimentaires du canton de Fribourg la même classification des formations crétaciques des Préalpes qu'il avait publiée l'année précédente.

Crétacique supérieur. Sénonien-Gault.	Couches rouges.
Crétacique inférieur.	*c*) Calcaire à Céphalopodes (Urgonien et Hauterivien).
Néocomien alpin.	*b*) Néocomien à silex (Radiolaires). *a*) Marnes grenues à Crinoïdes et Ptéropodes (Valangien).

[1] M. Lugeon et G. Roessinger. Géologie de la Haute vallée de Lauenen. — *Archives Genève*, t. XI, p. 74-87, 1901.

M. C. SARASIN[1] a entrepris une étude paléontologique et stratigraphique des couches infracrétaciques de la **chaîne Niremont-Corbettes-Pléiades.** En se basant en particulier sur la belle coupe que montre le ravin de la Veveyse de Châtel, il a pu distinguer dans la série marno-calcaire désignée jusqu'ici sous le nom général de Néocomien les niveaux suivants :

1° Marnes grises à taches noires qui renferment *Oppelia zonaria*, *Hoplites af. Dalmasi*, *Hopl. pexiptychus*, *Hopl. Thurmanni* (Berriasien ou Valangien inférieur, Couches à Ptéropodes de Ooster).

2° Alternances de calcaire gris clair ou jaunâtre, compact, en bancs minces avec des marnes schisteuses grises ou verdâtres. Les bancs calcaires, à cassure très esquilleuse, ont fourni les espèces suivantes : *Hoplites neocomiensis*, *Hopl. regalis*, *Hopl. oxygonius*, *Hopl. Mortilleti*. (Valangien.)

3° Massif puissant de calcaires foncés, presque noirs, à structure grenue, parfois schisteuse et gréseuse, avec *Hoplites angulicostatus*, *Holcostephanus Sayni*, *Crioceras Duvali*, *Crioceras Quenstedti*. (Hauterivien.)

4° Alternances de calcaire compact, gris, brunâtre ou bleuâtre, et de marnes schisteuses, avec *Desmoceras difficile*, *Desm. psilotatum*, *Desm. cassidoïdes*, *Holcodiscus Hugii*, *Crioceras Emerici*, *Lytoceras densifimbriatum*, etc.... Ce niveau, qui représente le Barrêmien, se distingue des couches valangiennes par sa teinte générale plus foncée et par la couleur noire des lits marneux. Il est surmonté directement par le Flysch et l'on ne trouve dans la région des 2 Veveyses aucune formation fossilifère qui puisse être attribuée à l'Aptien ou à l'Albien.

D'autre part, MM. C. SARASIN et SCHÖNDELMAYER[2] ont publié la première partie d'une étude monographique des Ammonoïdes du Néocomien de **Châtel-Saint-Denis.** Nous reviendrons sur ce mémoire lorsqu'il sera entièrement paru.

[1] C. SARASIN. Les Formations infracrétaciques de la Chaîne Pléiades-Corbettes-Niremont. — *Archives Genève*, t. XII, nov. 1901.

[2] C. SARASIN et SCHÖNDELMAYER. Etude monographique des Ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-Saint-Denis, 1re Partie. — *Mém. de la Soc. Pal. suisse*, vol. XXVIII.

Jura. — Nous devons à M. E. BAUMBERGER[1] un travail d'ensemble sur la répartition des faciès des divers **étages infracrétaciques dans le Jura** et sur les phénomènes de transgression et de régression qui ont affecté cette région pendant la période correspondante. Après avoir, dans une partie introductive, examiné l'influence des conditions de la sédimentation sur le faciès des formations déposées et après avoir jeté un coup d'œil d'ensemble sur l'orographie et la tectonique du Jura, ainsi que sur l'extension actuelle des dépôts crétaciques dans la région jurassienne, l'auteur entreprend la description des étages successifs en indiquant chaque fois leurs limites d'extension probables et la façon dont leurs divers faciès se répartissent.

Dans la région comprise entre la ligne Bienne-Nods au N. et la Cluse de Chaille au S. le Jurassique se termine à sa partie supérieure par le Purbeckien qui se divise nettement en trois niveaux : *a*) marnes feuilletées avec des lentilles de gypse et des cristaux de quarz (marnes à gypse) ; *b*) marnes et marno-calcaires à fossiles d'eau douce (marnes nymphéennes) ; *c*) plaquettes dolomitiques à fossiles saumâtres (couches saumâtres). Ce complexe renferme par place des intercalations de sédiments à faune benthonienne dont les affinités sont tantôt portlandienne tantôt valangienne. Au S. de la ligne Salève-Semnoz-Cluse de Chaille le Purbeckien est remplacé par des couches marines qui présentent ou bien le faciès vaseux, ou bien le faciès coralligène. A la Cluse de Chaille, les marnes purbeckiennes passent latéralement au Tithonique supérieur.

Le *Valangien inférieur*, qui repose sur le Purbeckien, possède un faciès assez uniforme de calcaires littoraux à faune benthonienne, sauf vers le S.-E. où il devient vaseux et renferme la faune classique de Berrias. Du reste, le passage d'un type à l'autre est graduel et sur différents points l'on peut voir des lentilles calcaires du faciès jurassien intercalées dans les marnes berriasiennes ; au Semnoz et à Aisy c'est déjà le type vaseux à Céphalopodes qui représente le Berriasien. En somme, le passage latéral du Berriasien au Valangien inférieur, déjà démontré par M. Kilian, est absolument confirmé par M. Baumberger.

Le Valangien inférieur ou berriasien du Jura débute par

[1] E. BAUMBERGER. Ueber Facies und Transgressionen der untern Kreide am Nordrande der Mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. — *Wissenschaftliche Beilage z. Bericht der Töchterschule in Basel,* 1901.

des calcaires à alternances marneuses et oolithiques sur lesquels repose le marbre bâtard. Au Vuache, il peut atteindre une épaisseur de 50 m. ; dans la région de Neuchâtel sa puissance oscille entre 40 et 45 m., tandis que dans le domaine du Doubs elle est réduite à environ 20 m. D'autre part, les calcaires coralligènes, qui prennent une grande importance à la cluse de l'Isère près d'Echaillon et qui forment encore de puissantes lentilles dans la région de Saint-Claude, manquent plus au N. et les calcaires à Nérinées sont également localisés dans les régions méridionales.

Les fossiles les plus caractéristiques de ce niveau sont : *Natica Leviathan* Pict. et C. = *Strombus Sautieri* Coq., *Pteroceras Jaccardi* P. et C., *Pygurus Gillieroni* Desor, *Toxaster granosus*, *Hoplites Euthymi*.

Le Valangien supérieur des géologues jurassiens ou Valangien proprement dit présente dans le Jura le profil schématique suivant : *a*) marnes d'Arzier, *b*) calcaire roux avec intercalations de limonite, *c*) marnes à Astieria et à Bryozoaires. Les marnes d'Arzier, quoique toujours peu épaisses (2 à 5 m.), ont une extension assez générale dans le Jura méridional, soit en France, soit dans les cantons de Vaud et de Neuchâtel (environs de Seyssel, Vuache, Arzier, plateau de Nozeroy, gorges de l'Areuse, Valangin, etc.), mais leur faciès est assez variable et elles peuvent être remplacées localement par des marnocalcaires. Le calcaire roux typique est ocreux, bien stratifié, spathique et se compose essentiellement de débris d'Echinodermes; par place il devient oolithique, ainsi dans les gorges de l'Areuse, au Landeron, à Twann, à Morteau; il augmente d'épaisseur du N au S; tandis que, en effet, il n'a que 3 m. à Morteau et 5 au Landeron, il atteint 20 m. au Vuache. Dans toute la région comprise entre le plateau mollassique suisse et le Doubs, le calcaire roux renferme en proportion variable des concrétions de limonite, qui peuvent devenir tout à fait prédominantes dans certains bancs; c'est surtout dans le bassin supérieur du Doubs et sur le plateau de Nozeroy que ces limonites sont très développées. Ce faciès spécial est localisé au S dans la partie inférieure du calcaire roux, tandis que vers le N il occupe un niveau toujours plus élevé et peut même entamer l'Hauterivien (région de l'Ognon).

La zone supérieure du Valangien se présente sous trois faciès différents : dans le S, entre Grenoble et Saint-Cergues, elle est formée par des calcaires roux à *Alectr. rectangularis;*

entre Morteau et Neuchâtel, elle est représentée par une marne jaunâtre, plastique, à *Astieria Atherstoni*, tandis que dans toute la région NW du Jura elle se compose de marnes sableuses à Bryozoaires et à Spongiaires.

Les espèces d'Ammonites dont on a constaté jusqu'ici la présence dans le Valangien du Jura sont les suivantes : *Hoplites Thurmanni* Pict. et Camp., *Hopl. Arnoldi* P. et C., *Hopl. af. Albini* Kil., *Hopl.* ex. af. *Dalmasi* Pict., *Hopl. Leenhardti* Kil. (= *Hopl. neocomiensis* Pict. non d'Orb.), *Hopl. Desori* P. et C., *Saynoceras verrucosum* d'Orb., *Desmoceras* (?) *Celestini* P. et C., *Holcostephanus bidichotomus* Leym., *Holcost. Atherstoni* Sharpe (= *Holc. multiplicatus* Neum. et Uhl. non Rœmer), *Oxynoticeras Gevrili* d'Orb., *Oxyn. Marcoui* d'Orb., *Oxyn. heteropleurum* Neum. et Uhl. *Holcosteph. Atherstoni* caractérise spécialement les marnes à *Astieria* qui doivent, d'après la classification des géologues français, rentrer dans le Valangien supérieur.

A propos de la faune benthonienne, M. Baumberger fait remarquer que la présence de certaines formes dans un dépôt est déterminée beaucoup moins par l'âge précis de celui-ci que par les conditions spéciales dans lesquelles il s'est formé.

L'*Hauterivien* présente du N au S successivement les faciès jurassien, mixte et alpin. Le faciès jurassien que l'on retrouve au S, jusque vers la ligne Saint-Cergues-Saint-Laurent, offre des variations importantes. Dans le district de l'Ognon, il repose directement sur le Portlandien et débute par des calcaires à limonite avec *Exogyra Couloni*, *Alectryonia rectangularis*, *Nautilus pseudo-elegans*, sur lesquels reposent des calcaires jaunâtres, peu glauconieux, riches en Brachiopodes.

Dans le Jura neuchâtelois, la base de l'étage est formée par des marnes bleuâtres à *Pleurotomaria Pailleti*, *Cyprina Deshayesi*, *Fimbria corrugata;* ce dépôt est surmonté par 10 m. de marnes grises à concrétions nombreuses, puis par 12 m. d'alternances de lits marneux et de bancs calcaires. L'Hauterivien supérieur est formé par 45 à 50 m. d'un calcaire jaune oolitique ou spathique connu sous le nom de « pierre de Neuchâtel. »

La constitution de l'étage reste à peu près la même dans le N du Jura vaudois et sur le plateau de Nozeroy. Vers le S, le faciès calcaire apparaît de plus en plus tôt et s'épaissit au dépens de la marne sous-jacente, mais en même temps il devient moins franc et renferme un nombre toujours plus

grand de lits marneux. A la Cluse de Chaille, M. Révil a relevé la série suivante : *a*) marnes bleues à *Hoplites radiatus*, *b*) marno-calcaires jaunâtres à *Toxaster complanatus*, *c*) pierre de Neuchâtel. La limite du faciès jurassien franc de l'Hauterivien se trouve un peu au S de ce point et passe de là au S de l'anticlinal du Semnoz.

Dans le faciès mixte, qui est développé plus au S, on peut distinguer : *a*) marno-calcaires ou grès glauconieux à faune jurassienne, *b*) marno-calcaires à *Crioceras Duvali*, *c*) marnes à *Exogyra Couloni* et *Toxaster complanatus*.

La faune d'Ammonites de l'Hauterivien se compose essentiellement d'Hoplites et d'Holcostephanus; les espèces suivantes y ont été signalées jusqu'ici : *Holcost. Sayni* Kil., *Holc. stephanophorus* Math., *Holc. psilostomus* N. et Uhl., *Holc. bidichotomus* Leym., *Holc. Carteroni* Math., *Holc. latissimus* N. et Uhl., *Hopl. radiatus* Brug., *Hopl. Leopoldi* d'Orb., *Hopl. castellanensis* d'Orb., *Hopl. Vaceki* N. et Uhl., *Hopl. Frantzi* Kil., *Hopl. amblygonius* N. et Uhl., *Schlœnbachia cultrata* d'Orb., *Placenticeras clypeiforme* d'Orb. Ce n'est que près de la limite méridionale du faciès jurassien, au Salève et au Vuache, qu'on a trouvé des représentants des genres méditerranéens tels que Haploceras, Desmoceras et Lytoceras. Les Ammonites sont contenues presque exclusivement dans les faciès marneux; pourtant, la pierre jaune de Neuchâtel renferme des espèces typiques de l'Hauterivien, et il est inadmissible de faire rentrer cette formation dans le Barrêmien, comme l'ont fait certains auteurs.

L'*Urgonien* a été divisé déjà par Desor et Gressly en deux niveaux : l'Urgonien inférieur est formé de calcaires oolithiques jaunâtres qui renferment des intercalations marneuses et se rattachent étroitement à l'Hauterivien supérieur ; des lentilles de calcaire coralligène y prennent une grande part dans certaines régions, ainsi à Morteau, à Champ du Moulin, etc. ; l'Urgonien supérieur se compose de 80 à 100 m. de calcaire blanc en bancs épais, qui renferment *Requienia ammonia* et *Toucasia carinata*. L'Urgonien du Jura paraît représenter le Barrêmien, avec une partie de l'Aptien; sa limite supérieure varie du reste très sensiblement suivant les régions.

M. Baumberger consacre un dernier chapitre de son travail à l'étude comparative de l'extension relative des divers étages infracrétaciques : le Purbeckien, le Berriasien et le Valangien ne dépassent pas au N la ligne Bienne-Nods-Châlon; dans le

bassin de l'Ognon, l'Hauterivien repose directement sur le Portlandien; quant au Jura bernois, il n'est pas impossible que la mer valangienne l'ait partiellement envahi, mais que les sédiments déposés aient été enlevés ensuite par l'érosion. L'Hauterivien marque une transgression importante vers le NW jusqu'au delà de l'Ognon. L'Urgonien a de nouveau une extension plus faible, et sa limite septentrionale passe entre Cressier et Bienne, puis un peu au N de Morteau et de Mouthier. A propos de l'Aptien, il faut tout d'abord faire remarquer que, parmi les terrains classés dans cet étage par les géologues suisses, le Rhodanien seul correspond au véritable Aptien, tandis que l'Aptien supérieur de M. Renevier doit, d'après sa faune, rentrer déjà dans l'Albien. Le Rhodanien est formé dans le Jura suisse par des couches marneuses à *Heteraster oblongus*, *Ostrea aquila*, etc., tandis que plus au S, à partir de la perte du Rhône, il prend un faciès calcaire et se confond avec l'Urgonien supérieur; ainsi, à l'époque aptienne, la limite entre la sédimentation détritique et la sédimentation organique s'est déplacée vers le S. En même temps, la mer a perdu du terrain vers le N; en effet, les dépôts aptiens manquent au N et à l'E de la Presta; ils n'existent qu'entre les chaînes internes du Jura et ne se retrouvent nulle part dans la région de Saint-Claude et de Nantua.

Le Gault est nettement transgressif et repose tantôt sur le Rhodanien, tantôt sur l'Urgonien (gorges de l'Areuse, plateau de Russey, environs de Morteau et de Pontarlier), tantôt sur l'Hauterivien (bassin de l'Ognon). Il est caractérisé par son faciès essentiellement détritique et sa richesse en glauconie. Il n'a pas été observé au delà de Renan, dans le val de Saint-Imier, et de la Coudre, près de Neuchâtel.

La transgression s'est continuée pendant l'époque cénomanienne; entre Sonaillon et Landeron, le Cénomanien repose sur l'Urgonien; plus à l'E, il recouvre le Valangien, et près de Bienne il est supporté directement par le Portlandien. Du reste, la lacune sédimentaire qui existe dans ces régions septentrionales du Jura ne peut pas être attribuée en entier à l'émersion pure et simple, mais elle est due, pour une part qu'il est impossible d'apprécier exactement, à des phénomènes d'érosion et d'abrasion.

MM. H. Schardt et A. Dubois[1] ont eu l'occasion d'étudier plusieurs gisements de Crétacique moyen dans le synclinal du

[1] H. Schardt et A. Dubois. Le Crétacique moyen du synclinal Val de Travers-Rochefort. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXVIII, p. 129-157. — Voir aussi H. Schardt. Sur quelques gisements de Gault dans le canton de

val de Travers-Rochefort. Cherchant à appliquer aux couches du Jura la classification des géologues français, ils ont établi les subdivisions suivantes :

Cénomanien	Rotomagien. — Marnes et calcaires à *Acanth. rhotomagense.* Vraconnien. — Grès verts à *Acanth. Mantelli* et *Schlœnb. inflata.*
Albien . . .	Albien des géologues jurassiens avec *Schlœnb. varicosa* et *Acanth. mamillatum.* Aptien supérieur des géologues jurassiens avec *Acanth. Milleti*, *Ac. Cornuelianum.*
Aptien . . .	Rhodanien avec *Pteroc. Pelagi*, *Orbitolina lenticularis.* Urgonien supérieur à *Requienia ammonia.*

Le Crétacique moyen existe probablement en beaucoup d'endroits dans le val de Travers, mais, par suite de son peu de consistance, il est presque partout recouvert et ses affleurements sont très rares. Le profil suivant a pu être relevé dans les carrières de la Presta :

Albien . . .	5. Marnes à fossiles pyriteux. 4. Grès vert avec nodules phosphatés renfermant *Bel. minimus*, *Hopl. interruptus*, *Desmoc. Parandieri*, *Desm. latidorsatum*, *Acanth. mamillatum*, etc. (0m50 à 1 m.) 3. Grès sans fossiles imprégnés de bitume (2 à 3 m.). 2. Marne bitumeuse (0m70). 1. Grès dur avec *Rhynch. Gibbsi*, *Ter. Dutemplei*, *Acanth. Milleti* et de nombreux Spongiaires et Bryozoaires.
Aptien . . .	4. Marne argileuse bleue, panachée localement de rose et de jaune (0m80). 3. Marnes et marno-calcaires bleuâtres, ou grès verts à *Pterocera Pelagi*, *Plicatula placunea*, *Bel. fusiformis*, *Heteraster oblongus*, *Orbitolina lenticularis* (3 m.). 2. Calcaire jaune, parfois spathique (1 m.). 1. Marno-calcaire blanc ou verdâtre à Orbitolines.

Neuchâtel. C. R. des séances de la Soc. neuch. des sc. nat. *Archives Genève*, t. XI, p. 517.

Urgonien . . { 2. Calcaire crayeux imprégné d'asphalte à *Requienia ammonia* et *Pterocera Pelagi* (5 à 6 m.).
1. Calcaire lité, jaune, spathique-oolithique (8 à 10 m.).

Les auteurs donnent la liste complète des fossiles recueillis dans l'Albien supérieur. Quant au Cénomanien, sa présence n'a pas été constatée avec certitude à la Presta, où l'Albien supérieur est surmonté par 30 m. de marnes grises d'âge indéterminé; il existe, par contre, sous forme de calcaire crayeux, à la gare de Boveresse.

L'Albien affleure en trois endroits dans les gorges de l'Areuse: 1° dans la forêt de Bôle, en amont du Champ-du-Moulin; 2° dans le bas du ravin des Lanvouennes; 3° à la Combe aux Epines, où il a été mis au jour par les travaux d'établissement de la voie ferrée. Il est formé par des argiles rouges et jaunâtres qui reposent tantôt directement sur l'Urgonien, tantôt (Combe aux Epines) sur une mince couche de grès verts à nodules phosphatés, qui l'en sépare, ces argiles paraissent représenter seulement la partie supérieure de l'Albien; le Gault inférieur et l'Aptien manquent dans les trois gisements.

M. Schardt a découvert en outre, au Baliset, au-dessus de Rochefort, un gisement de Crétacique moyen, formé par des argiles rouges de l'Albien supérieur et par un calcaire crayeux gris verdâtre ou rose, qui paraît, par ses caractères lithologiques, appartenir au Rotomagien, mais qui ne renferme pas de fossile. Les couches albiennes de Rochefort et de la Combe aux Epines renferment une faune abondante dont les auteurs donnent la liste complète.

Tandis que le Cénomanien existe au N jusqu'au delà de Bienne, le gisement de Gault le plus septentrional qui soit connu se trouve à la Coudre, près de Neuchâtel.

M. H. Schardt a fait de cet affleurement une étude spéciale. Grâce à la tranchée creusée en cet endroit pour la ligne de chemin de fer Neuchâtel-Berne, on peut voir, reposant directement sur une surface fortement corrodée d'Urgonien, des sables de l'Albien inférieur qui n'ont guère plus d'un mètre d'épaisseur et qui supportent sur un point des argiles rouges. La couche de grès est en connection intime avec des formations argileuses et sableuses qui remplissent les nombreuses fissures de l'Urgonien et qui sont évidemment con-

temporaines. Comme ces remplissages présentent, d'autre part, tous les caractères des dépôts sidérolithiques, il faut leur attribuer une origine analogue, et il est évident que les produits de la corrosion souterraine des calcaires urgoniens entrent pour une large part dans leur composition.

Poches hauteriviennes. — M. H. SCHARDT[1] a signalé la découverte d'une nouvelle poche hauterivienne dans le marbre bâtard aux Fahys, près de Neuchâtel. Dans une cavité creusée dans le Valangien inférieur apparaît un remplissage caractéristique formé de marne d'Hauterive et de blocs d'Hauterivien supérieur et de Valangien supérieur, le tout entremêlé sans aucun ordre. La marne renferme des fossiles typiques : *Hopl. Leopoldi*, *Rhynch. multiformis*, *Ter. acuta*, *Waldh. pseudojurensis*, *Toxaster complanatus*. La cavité a la forme d'une tranchée à parois verticales, large d'une vingtaine de mètres et dirigée dans le sens de la pente. La marne a pris, par suite d'une compression violente, un aspect schisteux, et la surface des blocs calcaires est sillonnée de stries de glissement; elle est parfois presque polie. Le même polissage s'aperçoit sur la surface du calcaire encaissant, qui est aussi striée, et l'on peut admettre comme certain que la marne a été poussée de haut en bas dans la cavité. Il a dû se produire des glissements du Valangien supérieur et de l'Hauterivien sur le marbre bâtard, glissements qui ont été facilités par les inégalités très marquées de la déclivité et par le travail de l'érosion qui a naturellement attaqué surtout les parties convexes. En outre, comme les blocs calcaires sont répartis en des niveaux superposés, il paraît probable que le glissement du blocage dans la cavité s'est fait en plusieurs fois. La poche ainsi remplie a absolument la forme d'un couloir aux parois abruptes, et on peut admettre qu'elle a été formée par l'érosion. Enfin, la présence d'une moraine intacte sur le remplissage et l'absence complète de matériaux glaciaires dans le blocage de la poche, indiquent clairement que celle-ci a été creusée et remplie avant que le glacier du Rhône eût envahi la région.

Un phénomène analogue a été observé, par MM. E. BOURQUIN et L. ROLLIER[2], près de la gare de la Chaux-de-Fonds.

[1] H. SCHARDT. Une poche hauterivienne dans le Valangien aux Fahys près Neuchâtel. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXVIII, p. 184-196.

[2] E. BOURQUIN et L. ROLLIER. Notice sur les gisements anormaux des tranchées de la gare de la Chaux-de-Fonds. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXVIII, p. 80-85.

Des bancs calcaires à *Natica Leviathan* et *Pteroceras Jaccardi* sont traversés par des veines et des poches de marnes d'Hauterive fossilifère avec *Ostrea Couloni*, *Ostrea rectangularis*, *Terebratula acuta*, *Zeilleria pseudojurensis*, *Rhynchonella multiformis*, *Toxaster complanatus*, etc. Le calcaire valangien est énergiquement disloqué et localement transformé en une véritable brèche; il y a en outre, par place, une véritable pénétration réciproque du Purbeckien et du Valangien, tandis qu'ailleurs ce dernier est inclus entre deux zones de mollasse helvétienne qu'il touche en discordance.

Nummulitique et Flysch

Le Flysch du Prätigau est formé, d'après M. Th. Lorenz[1], par des schistes marneux ou quartzitiques noirs, brunâtres ou gris, auxquels se mêlent des bancs calcaires et des grès polygéniques; ceux-ci passent par place à de véritables brèches. Le faciès varie du reste suivant les points, et ce sont tantôt les calcaires, tantôt les grès qui prédominent. Le faciès gréseux est particulièrement développé dans la vallée de l'Alp Vals et dans la chaîne qui limite cette vallée vers le S. Du côté du N, le versant méridional de la Scesaplana est formé à la base par ces mêmes grès, dans lesquels M. Lorenz a trouvé un *Orbitoïdes* incontestable; au-dessus viennent des bancs de calcaire compact, probablement oligocènes, mais qui rappellent par leur aspect le Hochgebirgskalk. La découverte d'un *Orbitoïdes* dans le complexe des schistes du Prätigau permet de les considérer avec certitude comme appartenant à l'Eocène, tandis qu'ils ont été classés par divers auteurs dans les schistes grisons (Bundnerschiefer) du Jurassique. Le Flysch est excessivement riche en débris d'algues et en traces diverses; la localité classique de Ganey en a fourni à elle seule un nombre considérable, et M. Lorenz donne la liste complète des espèces qui y ont été récoltées.

Le Flysch du Prätigau se relie à la zone de Flysch du versant N de la chaîne des Churfirsten par une bande étroite qui traverse du S au N la principauté de Lichtenstein et qui forme le soubassement des masses chevauchées des terrains secondaires de la chaîne du Falkniss. Il est bordé au N par le Rhätikon, et ne se retrouve pas dans le Vorarlberg, contrairement à l'opinion de M. Rothpletz (geologische Alpenforschung, 1900).

[1] Th. Lorenz. Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Faciès. 2. Theil.

MM. M. LUGEON et G. RŒSSINGER [1] ont relevé sur le versant N des Hautes Alpes calcaires, au-dessus de Lauenen, la série éocène suivante : *a*) grès blanc sans fossile, *b*) calcaire très riche en nummulites, *c*) schistes fauves avec nummulites.

M. R. DE GIRARD [2] a complètement modifié et beaucoup augmenté la partie consacrée aux terrains du Flysch dans la nouvelle édition de son tableau des sédiments du canton de Fribourg. Il distingue sept zones synclinales de Flysch, orientées parallèlement du SW au NE et séparées les unes des autres par des anticlinaux de formations secondaires :

1° La *zone de la Berra* s'étend depuis les Pléïades par les Corbettes, le Niremont, la chaîne de la Berra, jusqu'au Schwefelberg et à Blumenstein. Elle comprend : *a*) les schistes à Fucoïdes de Charnex, de la baie de Clarens, du pont de Fégire, de Plagnière, du Dat, de la Part-Dieu, etc. ; *b*) les grès durs avec bancs de conglomérats du Niremont et de la Berra. Dans les conglomérats on trouve des blocs de granit à orthose rose, des porphyres globulaires rouges ou gris, des gneiss granitoïdes, des gneiss schisteux à biotite et des calcaires jurassiques et crétaciques.

L'auteur fait, d'autre part, rentrer dans le Flysch, avec doute, les gypses, les cornieules et les dolomies qui y sont fréquemment intercalés et qui sont généralement attribués au Trias ; il donne ensuite la liste des principales klippes incluses dans cette première zone.

2° La *zone de Flysch de la Gruyère* est comprise dans un synclinal écrasé de couches rouges ; on n'en retrouve que des lambeaux formés de schistes à Fucoïdes.

3° La *zone d'Ayerne-Vertchamp-Reidigen*, qui s'étend entre les chaînes Mortheys-Stockhorn et Tours d'Aï-Gastlosen, est caractérisée par le grand développement des schistes à Fucoïdes. Le conglomérat de la Mocausa qui y est intercalé renferme des blocs de calcaires jurassiques et crétaciques de la région.

4° La *zone de Flysch de la chaîne des Gastlosen* est étroite et intermittente, elle est formée de schistes, de calcaires sableux et de grès. Les conglomérats calcaires et dolomitiques de la Fluhalp et du Fangweidwald sont ou bien du Flysch, ou plus probablement du Jurassique moyen.

[1] M. LUGEON et G. RŒSSINGER. Geologie de la Haute vallée de Lauenen.
[2] R. DE GIRARD. Tableau des terrains de la région fribourgeoise.

5° La *zone Rodomont-Hundsrück-Simmenthal* comprend une série de formations assez constante, qui peut se résumer comme suit :

d) Grès grossiers, de couleur foncée, en gros bancs, auquels s'associent par place des marno-calcaires et qui passent dans le Simmenthal au conglomérat calcaire de Weissenburg ;

c) Complexe puissant de schistes marneux gris ou rouges, avec des inclusions charbonneuses et des Helminthoïdes ;

b) Grès dur et conglomérat identique à celui de la Mocausa, associés à des lits marneux ;

a) Alternances nombreuses de calcaires plaquetés, de marnes feuilletées noires et de grès micacés.

6° La *zone de la Hornfluh* comprend la brèche si caractéristique du même nom, avec les zones de schistes noirs intercalés. L'auteur, tout en plaçant la brèche de la Hornfluh avec les schistes lustrés des Spielgärten dans le Flysch, admet pour ces formations la possibilité d'un âge jurassique.

7° La *zone Ormonts-Niesen* est large; le Flysch y présente de nombreux contournements et renferme plusieurs klippes; il débute par un complexe de schistes noirs, de calcaires en plaquettes et de grès micacés sur lesquels reposent plusieurs bancs de brèche polygénique avec des blocs énormes d'un granit vert et des débris moins volumineux de gneiss, de schistes micacés, de phyllades et de roches jurassiques ou crétaciques de la région. Au-dessus de cette brèche viennent les conglomérats polygéniques du Chaussy et du Niesen, puis un nouveau complexe très puissant de schistes qui forment la combe des Mosses et sont très développés au Gifferhorn, à la Wannenspitz, au Niesen, etc.

MM. G. Rœssinger et A. Bonnard [1] ont décrit un nouveau pointement de roche cristalline dans le Flysch que l'un d'eux a découvert un peu au-dessous du sommet de la Hornfluh (Préalpes bernoises), sur le versant NNW. La roche en question est une ophite de couleur verte et de grain moyen, composée de feldspath et de chlorite, associés suivant une texture semi-ophitique; elle se rapproche beaucoup de certaines roches incluses dans le Flysch du Chablais et, comme celles-ci, elle est empâtée dans le Flysch. Ce dernier se compose de grès polygéniques et de conglomérats dans

[1] G. Rœssinger et A. Bonnard. Les blocs cristallins de la Hornfluh. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVII, p. 471-478.

lesquels sont enchassés des galets de calcaires noirs et de micaschistes ; il ne présente aucune trace de métamorphisme de contact, tandis qu'il offre des signes bien nets de compression et de laminage.

Les auteurs, se rattachant absolument aux idées de M. Schardt, considèrent la petite klippe cristalline de la Hornfluh comme un des lambeaux arrachés à la surface des massifs cristallins pendant le charriage de la nappe sédimentaire des Préalpes.

Sidérolithique

Nous devons à M. L. Rollier[1] la découverte d'une nouvelle poche sidérolithique, qui est creusée dans le Rauracien près de Liesberg et qui est remplie par des bancs alternatifs de bolus ordinaire et d'un sable grossier formé de particules spathiques de calcite et remplis de débris de fossiles rauraciens silicifiés.

Revenant sur l'analogie d'origine entre le Sidérolithique et les grès du Gault admise par M. Schardt, l'auteur considère comme peu probable que l'Albien se soit formé des produits de la décomposition sur place des roches néocomiennes sous-jacentes. Le fait que l'Albien renferme en différents points des galets de quartz et surtout la grande uniformité de composition des grès verts, lui font penser que les éléments de ceux-ci proviennent de la destruction de roches beaucoup plus anciennes que le Néocomien et probablement étrangères au Jura.

Mollasse

Nous nous contenterons de citer ici la classification des formations mollassiques du canton de Fribourg établie par M. R. de Girard[2] dans la nouvelle édition de son tableau des terrains de cette région, parce qu'elle ne diffère que fort peu de celle qui avait été donnée dans la première édition du même ouvrage (voir *Revue* de 1900).

Dans un aperçu général sur la géologie du canton de Thurgovie, M. J. Eberli[3] donne une description des grès

[1] L. Rollier. Nouvelle poche fossilifère de Sidérolithique. C. R. des séances de la Soc. neuch. des sc. nat. *Archives*, t. XII, p. 79.

[2] R. de Girard. Tableau des terrains de la région fribourgeoise.

[3] J. Eberli. Aus der Geologie des Kantons Thurgau mit 1 Karte und 3 Autographien. *Mitth. der thurgauischen naturf. Gesells.*, H. XIV, p. 21-98.

mollassiques de ce territoire et plus particulièrement de la mollasse d'eau douce supérieure qui y prend une grande extension.

D'après M. A. Buxtorf[1] les formations tertiaires de la région de Gelterkinden appartiennent exclusivement au Miocène moyen et supérieur.

Le Miocène moyen se compose de formations marines, saumâtres et lacustres. A la Tenniker Fluh, il repose avec une faible discordance sur une surface corrodée de Hauptrogenstein et débute par un lit rempli de coquillages marins roulés sur lequel reposent un calcaire d'eau douce à *Helix sylvana* (?) et *Tudora Larteti*, et des marnes rouges. La même série se retrouve dans une ancienne carrière au S de Dieplingen, où le banc de grès à coquillages atteint 8 à 9 m. d'épaisseur, et un peu plus au S, dans le petit bois de Einschlag. Près de Wittinsburg, au-dessus de l'emplacement de tir, affleure un conglomérat avec débris de Pectinidés, d'huîtres, de Cerithium, qui représente le même niveau et qui est intercalé entre le scouches à *Rhynchonella varians* et la Nagelfluh jurassienne. Des conglomérats analogues existent, d'autre part, à Rünenberg, où ils renferment des cailloux de calcaire argovien, d'oolithe callovienne et des fossiles remaniés des couches à *Cosmoceras ornatum*.

On peut donc admettre que, après une longue période d'émersion, la mer helvétienne a repris possession de cette région du Jura, mais qu'elle n'a pas pu s'y maintenir, en sorte que les bras de mer n'ont pas tardé à se transformer en lacs et en lagunes.

Le Miocène supérieur comprend deux termes bien distincts : la Nagelfluh jurassienne et le calcaire d'eau douce supérieur.

La Nagelfluh jurassienne est bien développée sur les plateaux de Rünenberg et de Schönegg au S.-W. de Diepflingen. Elle a une épaisseur de 25 à 30 m. et contient de gros galets arrondis de quartz-porphyres rouges et de porphyres syénitiques des Vosges, de grès bigarré et de Muschelkalk, de Dogger et de Malm ; les cailloux calcaires sont presque tous impressionnés. Ces conglomérats sont nettement transgressifs.

Le calcaire d'eau douce supérieur ne forme plus que des lambeaux isolés ; près de Zeglingen sur la route qui vient de Wenslingen on le voit reposer directement et en concor-

[1] A. Buxtorf. Geologie der Umgebung von Gelterkinden.

dance sur l'Argovien. Ses caractères lithologiques et faunistiques ne permettent pas de le confondre avec le calcaire d'eau douce helvétien, mais son âge reste assez douteux, parce qu'on ne connaît pas ses relations avec les autres formations tertiaires, et qu'aucune espèce déterminable n'y a été découverte.

Dans les envions de Kaiseraugst on ne trouve, d'après M. K. Strübin [1], comme formation tertiaire, qu'un calcaire d'eau douce, blanc, cristallin, avec des moules de Limnées.

M. H. Schardt [2] a décrit une couche de 2 à 3 m. de calcaire d'eau douce oligocène, qui a été découvert par l'ouverture d'une tranchée de chemin de fer au N. de la gare de Gorgier-Saint-Aubin. C'est un calcaire crayeux blanc, noduleux, passant à un conglomérat de galets d'Urgonien ; les nodules sont des concrétions à structure concentrique.

M. H. Schardt [3] a, d'autre part, signalé une coupe à travers les marnes aquitaniennes, qui a été mise à jour par les travaux de la ligne Neuchâtel-Berne près de Marin. L'aquitanien est formé ici de marnes bigarrées qui alternent avec des bancs de grès.

Enfin, nous devons également à M. Schardt [4] la description d'un gisement de marnes et de grès langhiens, qui a été découvert lors de la correction du chemin qui mène de la Raisse près Fleurier dans la direction de Buttes. La série débute par un grès gris ou verdâtre qui supporte un banc calcaire à *Melania aquitanica*. Au-dessus viennent 0,40 m. de marnes grises à feuillets charbonneux, puis 2,20 m. de grès et de mollasse surmontés par une nouvelle couche de marne à feuillets charbonneux. Ces couches recouvertes par des couches chevauchées du Malm sont remarquables par la discontinuité des divers niveaux et en particulier du calcaire à Mélanies. Il faut probablement expliquer ce fait par l'effet d'un laminage glaciaire.

[1] K. Strübin. Beiträge zur Kenntniss der Stratigraphie des Basler Tafeljura.

[2] H. Schardt. Calcaire d'eau douce de Gorgier-Saint-Aubin. C. R. des Séances Soc. neuch. des sc. nat. — *Archives Genève*, t. XII, p. 184.

[3] H. Schardt. Mollasse aquitanienne de Marin. — *Ibidem, Archives*, t. XII, p. 185.

[4] H. Schardt. Mélanges géologiques sur le Jura neuchâtelois et les régions limitrophes. — *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXVIII, p. 180-205.

QUATERNAIRE.

Formations pleïstocènes. — L'une des parties les plus intéressantes de la monographie précitée de M. A. BALTZER[1], sur les environs du lac d'Iseo est celle qui concerne les formations pleïstocènes et l'origine de ce lac. Les moraines qui suivent le flanc gauche de la vallée dessinent un synclinal très net avec un minimum d'altitude dans une zône médiane, qui correspond exactement avec la zône transversale de plus grande profondeur du lac. En outre le bassin d'Iseo présente tous les caractères d'un ancien tronçon de vallée fluviatile inondé par suite d'un abaissement local. Aussi, sans vouloir nier la part qu'ont prise la nature des terrains encaissants, la tectonique, et l'érosion glaciaire à la création de la topographie actuelle, on peut pourtant admettre que la cause principale de la formation du lac est l'affaissement d'une zône transversale de la vallée qui s'est effectué pendant et après la dernière glaciation.

Les dépôts morainiques forment au S. du lac 2 systèmes de collines concentriques : 1° les moraines externes, qui ont un relief peu accentué, ont été morcelées par l'érosion et ont subi une altération superficielle intense ; elles se continuent au S. jusqu'au Monte-Orfano et à Rovato ; 2° les moraines internes sont beaucoup plus distinctement marquées dans le terrain et leurs matériaux sont peu altérés à la surface.

En aval du lac la vallée de l'Oglio présente 3 terrasses superposées dont la plus basse est une simple terrasse d'érosion. Les alluvions des basses terrasses forment une surface remarquablement continue, qui se poursuit sur 16 kilomètres depuis Sarnico jusqu'à Pontoglio ; son altitude au-dessus de la rivière, qui est de 45 m. près de Sarnico, diminue graduellement vers l'aval pour tomber à 21 m. à la latitude de Pontoglio. Les éléments en sont relativement frais ; vers l'amont ils deviennent de plus en plus gros et imparfaitement roulés, ce qui donne à l'ensemble du dépôt un caractère fluvioglaciaire bien prononcé. Ces alluvions sont du reste en relation étroite avec les moraines de la dernière glaciation près de Sarnico ; elles reposent par place sur de la moraine de fond plus ancienne et à Pianico sur des marnes interglaciaires avec flore indiquant un climat chaud. Le fleuve s'y est creusé sa vallée actuelle en formant plusieurs petites terrasses d'érosion superposées.

[1] A. BALTZER. Geologie der Umgebung des Iseosees.

Une seconde terrasse, peu distincte de la première qu'elle ne domine que de 10 à 20 m., s'étend de Capriolo à l'extrémité de Monte-Orfano. Les alluvions ont subi ici une altération bien plus accusée et paraissent rentrer dans le sytème des hautes terrasses.

Quelques restes de poudingues, plus anciens encore et qu'on peut paralléliser avec doute avec le Deckenschotter, se trouvent au Montecchio près de Sarnico (106 m. au-dessus de l'Oglio), près de Rovaglio (135 m. d'altitude) et à Paratico.

D'après ses propres observations, M. Baltzer modifie comme suit, pour l'appliquer aux formations pléïstocènes de l'Oglio, le schéma établi précédemment pour les terrains quaternaires du versant S. des Alpes par M. A. Sella :

Diluvium supérieur.	Dernière grande extension des glaciers. Moraines internes. Dépôt des alluvions des basses terrasses.
Diluvium. moyen	Période interglaciaire II, marnes à débris végétaux de Sellere-Pianico. Retrait considérable des glaciers. 2e glaciation, moraines externes, alluvions des hautes terrasses.
Diluvium inférieur.	Période interglaciaire I (sans signes apparents). 1re grande glaciation (restes douteux).

Dans son étude géologique sur le canton de Thurgovie M. J. Eberli [1] consacre une place importante à l'examen des formations glaciaires et fluvioglaciaires. Il décrit une série de drumlins bien caractérisés, et cherche d'autre part à fixer les limites d'extension du grand glacier de la Linth et des glaciers du Sentis.

La partie du tableau des terrains de la région fribourgeoise que M. R. de Girard [2] consacre aux dépôts pléïstocènes ne diffère que fort peu de la classification des mêmes formations que nous avons analysée l'année dernière.

M. Th. Bieler [3] s'est occupé des phénomènes drumliniques dus à l'action du glacier du Rhône sur le territoire du

[1] J. Eberli. Aus der Geologie des Kantons Thurgau.

[2] R. de Girard. Tableau des terrains de la région fribourgeoise.

[3] Th. Bieler. Etude préliminaire sur le modelé glaciaire et le paysage drumlinique dans la plaine vaudoise. — *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVII, p. 213-220.

canton de Vaud. Il distingue les *crêts* ou collines allongées dans le sens de la marche du glacier avec une longueur environ triple de leur largeur et les mamelons ou collines à base arrondie avec une pente uniforme dans toutes les directions.

Dans la région de Cossonay-Orbe-Echallens ce sont les crêts qui prédominent exclusivement avec une direction générale SSW-NNE, ils forment 4 groupes distincts : l'un autour de Cossonay, le second autour du château de Saint-Barthélemy, le troisième aux environs de Pompaples et d'Arnex (déjà étudié par M. Baltzer), le quatrième près de Montcherand sur Orbe. Les dépressions qui séparent les crêts sont généralement occupées par des lacs ou des marais ; les collines sont tantôt formées de moraine de fond, tantôt de mollasse couverte de moraine, tantôt de mollasse nue, le nom de drum ou drumlin devant être réservé d'après l'auteur aux deux premiers types. Ce modelé glaciaire caractéristique se poursuit dans les bassins de la Venoge et de l'Orbe sur 25 kilomètres de longueur et 12 environ de largeur.

Dans la région de Clarens et de Vevey ce sont des mamelons rocheux qui sont exclusivement développés, tandis que vers l'W à Cully et vers le NW près de Chexbres et du lac de Bret on retrouve des crêts bien caractérisés. Ceux-ci ont une direction EW près du lac au S, tandis que dans les environs de Chexbres ils sont allongés du S au N et à Savigny du SW au NE. On peut considérer Vevey comme le sommet d'une aire de dispersion, à partir duquel les drums rayonnent en éventail, cette disposition étant du reste la conséquence naturelle de la séparation de la branche rhodane et de la branche rhénane du glacier du Rhône.

Passant ensuite au mode de formation de ces crêts, M. Bieler insiste sur la fréquence des drums à noyau rocheux, et croit devoir en conclure que les saillies préexistantes du relief ont pris une part prédominante dans la genèse de ces collines sous-glaciaires. Il constate d'autre part que les drums sont particulièrement abondants là où il y a légère contrepente et où la marche du glacier devait subir un certain ralentissement. Enfin il démontre que, lorsque le glacier a cheminé parallèlement à la direction des couches de la mollasse, ce sont des crêts allongés qui se sont formés, tandis que là où la marche du glacier s'est faite transversalement à cette direction, le modelé glaciaire a pris la forme de mamelons.

M. M. LUGEON[1] a signalé des stries glaciaires dirigées N-S et marquées sur la mollasse, qui ont été mises à jour par les travaux d'élargissement de la tranchée du chemin de fer à Chexbres. La direction de ces stries correspond à celle indiquée par les drumlins des environs du lac de Bret.

M. B. ÆBERHARDT[2] a entrepris une étude des formations morainiques du pied du Jura, entre Bassins, Begnins et Vich d'une part, et Gex de l'autre, dans le but de déterminer la part prise dans la constitution de ces dépôts par les glaciers jurassiens et de contrôler la théorie de la phase de récurrence de ces derniers émise par M. H. Schardt.

Si de Nyon l'on se dirige vers Duillier et Coinsins, on traverse d'abord une région à surface ondulée formée par de la moraine de fond, puis une plaine d'alluvions faiblement inclinée, pour aboutir à un talus de 20 à 30 m. de hauteur et à une sorte de terrasse sur le bord de laquelle est situé le village de Coinsins. Cette terrasse est couverte de mamelons allongés, dont la longueur varie de 5 à 300 m. et dont la forme est tantôt simple, tantôt ramifiée avec plusieurs digitations plus ou moins parallèles. Ces mamelons sont dans la règle allongés du SW au NE et présentent une pente plus forte du côté NE que du côté SW; leur hauteur varie de 20 à 30 m. Des collines toutes semblables, avec un allongement dans le même sens, se retrouvent près de Trélex, vers la route qui mène de ce village à Saint-Cergues, ainsi que dans les environs de Gingins.

L'auteur a pu étudier la structure de plusieurs des mamelons que supportent la terrasse de Coinsins et constater qu'ils sont constitués par des couches assez irrégulièrement inclinées de sables et de graviers, sur lesquelles reposent des matériaux plus gros non stratifiés ou à stratification horizontale; les galets striés sont en général très rares et les éléments jurassiens sont en moyenne deux fois plus nombreux que les éléments alpins.

Plus près du Jura, à l'W de la ligne Gingins-Givrins-Genollier, on peut observer à nouveau des collines à allongement NE-SW, mais ces formations diffèrent des mamelons de Coinsins par l'absence presque constante de toute stratification. Les proportions relatives d'éléments alpins et juras-

[1] M. LUGEON. Stries glaciaires au tunnel de Chexbres. C. R. Soc. vaud. des sc. nat. *Archives Genève*, t. XI, p. 411.

[2] B. ÆBERHARDT. Etude critique sur la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens. *Eclogæ*, t. VII, p. 103-119 avec une carte géol.

siens sont ici assez variables, les premiers formant tantôt moins du quart, tantôt plus du tiers de l'ensemble.

Enfin, plus au NW encore, au-dessus de Gingins et de Givrins, les pentes du Jura portent des sortes de monticules dont les uns sont allongés dans le sens de la pente, tandis que les autres dessinent des arcs de cercle avec leur convexité tournée vers la plaine. Ces crêts sont formé presque exclusivement d'éléments jurassiens, qui sont peu roulés, entassés sans stratification et dont les plus gros ont un volume de 1 m^3. Il est probable que ces formations représentent des moraines frontales de petits glaciers jurassiens plus ou moins remaniées par les eaux et dont les matériaux ont été en partie entraînés par les ruisseaux qui les traversaient jusque contre les collines à allongement NE-SW qui se trouvent au-dessous.

M. Æberhardt est amené par ses observations à considérer les mamelons allongés de Gingins, Givrins et Genollier comme représentant une moraine latérale du glacier du Rhône pendant la période de décrue de celui-ci et non pas comme des moraines terminales de glaciers jurassiens, suivant l'opinion émise par M. Schardt. Il fait remarquer à ce propos que les collines présentent toujours leur versant le plus abrupt du côté du lac. D'autre part, la forte proportion d'éléments jurassiens qu'elles contiennent s'explique fort bien par le long trajet que le glacier du Rhône a fait le long du pied du Jura.

Quant aux crêts de Coinsins, allongés parallèlement suivant une direction NE-SW, ils peuvent encore moins figurer des moraines frontales de glaciers jurassiens, et, si ces glaciers s'étaient réellement prolongés jusque-là, on devrait retrouver quelque part des traces de leurs moraines latérales, ce qui n'est pas le cas. Nous avons affaire ici à des alluvionnements sous-glaciaires, qui ont été modelés subséquemment par la glace en mouvement. Les parties du sol qui n'étaient pas traversées par les cours d'eau ont conservé le caractère normal de la moraine de fond et la proportion des éléments jurassiens contenus dans celle-ci va tout naturellement en augmentant de la plaine vers le Jura. Ces collines de Coinsins peuvent être assimilées aux kames des régions septentrionales.

Les glaciers jurassiens ont certainement existé, mais ne se sont jamais avancés dans la plaine. Par contre, pendant et après le retrait du glacier du Rhône, les cours d'eau du Jura

ont repris les matériaux morainiques avec lesquels ils ont créé la terrasse de Gland et les formations similaires.

M. K. STRÜBIN [1] désigne sous le nom de Diluvium ancien les alluvions puissantes de Rüchen, près de Magden et de Vogelsand, près d'Arisdorf, dans le Jura bâlois, qui correspondent au Deckenschotter récent d'Alsace, décrit par M. Gutzwiller. A Vogelsand, la surface de ces alluvions est à une altitude de 425 m., tandis qu'au Känzli, près de Rheinfelden, elles ne dépassent pas 350 m. ; il faut donc admettre que l'alluvionnement s'est poursuivi sur une épaisseur d'au moins 75 m.

Le même auteur réunit sous le nom de Diluvium moyen les moraines de la deuxième glaciation, les alluvions des hautes terrasses et le Loess. Parmi les formations morainiques de ce complexe, il faut citer la moraine de fond, avec de nombreux quartzites alpins, qui prend un grand développement dans les environs de Scheuerhalden, et les nombreux blocs erratiques d'origine alpine qu'on trouve à des altitudes variant de 500 à 600 m.

Les hautes terrasses sont développées soit dans la vallée du Rhin, où elles renferment surtout des cailloux alpins, soit dans la vallée de l'Ergolz, où leurs éléments proviennent essentiellement des calcaires du Jura et de la Nagelfluh jurassienne. Quelques rares blocs alpins, qui se mêlent à ces alluvions jurassiennes, ont évidemment été enlevés à des formations morainiques situées plus haut. Le Loess n'existe dans les environs d'Augst que sous sa forme argileuse; il repose toujours sur les alluvions des hautes terrasses.

Les basses terrasses ou Diluvium récent forment dans la vallée du Rhin deux niveaux distincts, tandis qu'elles n'en forment qu'un dans les vallées latérales. Deux dents d'*Elephas primigenius* et un bois de *Cervus tarandus* ont été découverts dans ces alluvions.

M. A. BUXTORF [2] a constaté des traces de dépôts des hautes terrasses à côté des églises de Gelterkinden et d'Ormalingen, sur le flanc gauche de la vallée de l'Ergolz. Quelques moraines bien caractérisées, avec éléments alpins, existent dans la même région, et les blocs erratiques abondent sur certains points, permettant d'affirmer que le glacier du Rhône a couvert momentanément toute la région.

[1] K. STRÜBIN. Beiträge zur Kenntniss der Stratigraphie des Basler Tafeljura.

[2] A. BUXTORF. Geologie der Umgebung von Gelterkinden.

La Société géologique suisse a consacré en 1901 une partie importante de son excursion annuelle à l'étude des formations glaciaires et fluvio-glaciaires du canton d'Argovie, au S d'Aarau, Brugg et Baden. Dans le programme détaillé rédigé pour cette excursion, M. F. Mühlberg[1] donne quelques intéressantes indications sur ces dépôts, plus particulièrement dans la région comprise entre Brugg et Mellingen. Au bord de la Reuss, à l'W de Birmensdorf, on peut voir, au niveau de la rivière, de la moraine de fond bien caractérisée, recouverte par les alluvions de la basse terrasse et, comme cet exemple est confirmé par d'autres, on peut certifier que la progression des glaciers s'est faite, non pas immédiatement après le dépôt des alluvions des hautes terrasses, mais après qu'une très longue phase d'érosion avait ramené le lit des cours d'eau à un niveau à peu près aussi bas que celui qu'ils occupent actuellement. Entre Mellingen et Birmensdorf, la moraine de fond, correspondant à la principale glaciation, est partout recouverte par les alluvions des basses terrasses.

M. de Lamothe[2], dans un travail comparatif sur les grands systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône, a établi une classification des alluvions pliocènes et pléïstocènes des environs de Bâle, en se basant sur les travaux de MM. L. Du Pasquier et A. Gutzwiller. Avant le dépôt du Deckenschotter, une érosion prolongée a dû, d'après l'auteur, amené le niveau du Rhin à 150 m. environ au-dessus du thalweg actuel; ensuite, l'alluvionnement ayant repris, il s'est formé un remblai de 50 à 60 m. d'épaisseur dont le Deckenschotter ancien d'Alsace est un reste. Une nouvelle période d'érosion a provoqué, plus tard, un abaissement du niveau du fleuve de 100 m. environ; puis le fond de la vallée a de nouveau été remblayé sur une hauteur de 40 m. et le niveau inférieur du Deckenschotter s'est formé. Une troisième phase d'érosion a abaissé le thalweg de 75 à 80 m. et a été suivie par un nouveau remblai de 35 à 37 m. qui correspond à la haute terrasse. Après une quatrième période d'érosion, qui a produit un abaissement du lit du fleuve de 90 m., un remblai de 45 m. s'est formé, donnant naissance au gradin inférieur de la haute terrasse ou à la terrasse

[1] F. Mühlberg. Programm der Exkursionen der Schweizerischen geologischen Gesellschaft vom 7.-10. August 1901. *Mittheil. der Aargau. naturf. Ges.*, t. IX.

[2] de Lamothe. Etude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. *Bull. de la Soc. géol. de France*, 4e série, t. I, p. 297-383.

moyenne. Il y a eu, ensuite, nouveau creusement sur 55 m., puis alluvionnement sur 30 m. d'épaisseur et formation des basses terrasses qui dominent le fleuve actuel de 31 m.; enfin, une dernière alternative d'érosion et de remblai a donné naissance au niveau inférieur des basses terrasses dont la surface est à 15 ou 20 m. au-dessus du Rhin.

Ainsi l'abaissement du thalweg produit par chaque période d'érosion serait constamment supérieur à l'exhaussement provoqué par le remblai qui a précédé et il n'y aurait que les basses terrasses qui seraient emboitées dans des alluvions plus anciennes.

Comme les terrasses superposées qui existent près de Bâle correspondent d'une façon remarquable, soit par leurs niveaux relatifs au-dessus du lit actuel du fleuve, soit par l'épaisseur des alluvions correspondantes, aux formations analogues qui ont été constatées dans les bassins de la Moselle, du Rhône et même de l'Isser, et comme les quatre fleuves en question s'alimentent dans des régions très différentes topographiquement et météorologiquement, l'auteur croit devoir attribuer l'origine de leurs systèmes de terrasses à une cause agissant, non pas en amont, mais en aval, et particulièrement à des variations du niveau de la mer. La théorie de la coïncidence des phases d'alluvionnement avec les périodes de glaciation, ne lui paraît pas satisfaisante pour plusieurs raisons. Rien ne prouve que la progression des glaciers ait eu pour conséquence une augmentation de la quantité des matériaux transportés et par conséquent de l'alluvionnement devant les moraines frontales; elle semble au contraire avoir dû produire un effet diamétralement opposé. D'autre part, après le retrait des glaciers, la dépression centrale existant en arrière des moraines terminales a dû, par suite de sa faible capacité, être vite comblée, et alors les cours d'eau, au lieu de creuser leur lit en aval dans les moraines et les alluvions, ont dû reprendre bientôt leur travail d'alluvionnement, en sorte qu'on serait tenté de considérer le recul des glaciers comme une cause non d'érosion, mais au contraire de remblai. Du reste, rien n'autorise à admettre que les anciens glaciers ont édifié devant leur front des barrages morainiques continus autour d'une dépression centrale d'une certaine profondeur; il paraît beaucoup plus probable que leurs émissaires ont pu maintenir constamment la liberté de leur chenal au travers des moraines frontales en formation. Enfin, pour démontrer que les variations de longueur des glaciers n'ont pas pu, à elles seules, donner naissance au phénomène des terrasses, il suf-

fit de faire remarquer que des systèmes de terrasses existent dans des vallées dont les cours d'eau n'ont jamais été alimentés par des glaciers et que, d'autre part, dans des vallées différentes, l'épaisseur des remblais, correspondant à des terrasses de même altitude relative et de même âge, est indépendante de l'importance des massifs d'alimentation.

Les relations qui existent entre les variations de longueur des glaciers et la formation des terrasses ne sont pas de simples relations de cause à effet, mais les deux phénomènes sont la conséquence d'une même cause : les oscillations du niveau de la mer ; si l'oscillation est positive, produisant une transgression, il s'ensuivra d'une part une augmentation des précipitations athmosphériques sur les continents voisins et une crue des glaciers, d'autre part une diminution de la pente des grands cours d'eau et par conséquent un alluvionnement dans les grandes vallées. Si, au contraire, il se dessine un mouvement régressif des mers, cette modification entraînera pour les mêmes raisons, soit un recul des glaciers, soit un retour des cours d'eau à une phase d'érosion. Ainsi le phénomène des terrasses serait dû à des oscillations du niveau des mers avec prédominance du mouvement négatif, qui auraient donné lieu à des phases alternatives d'alluvionnement et d'affouillement avec prédominance de ce dernier, provoquant ainsi un abaissement général du seuil des grandes vallées.

En creusant la tranchée de la nouvelle ligne de Bâle à Mulhouse, on a entamé assez profondément les alluvions de la basse terrasse du Rhin. Près de la gare de Bâle et sur les deux rives du Birsig, les alluvions du Rhin sont couvertes par des graviers d'origine jurassienne, amassés par le Birsig et surtout par une épaisse couche d'argile. M. A. Gutzwiller[1] a relevé près de la grande carrière, maintenant fermée, de l'Erdbeergraben le profil suivant :

e) $0^{m}3$ de terre arable, brunâtre, pauvre en chaux.

d) 1 à $1^{m}2$ de marne argileuse jaune avec des concrétions crayeuses et des coquilles d'Hélix.

c) $0^{m}5$ à $0^{m}8$ de marne grise, argileuse ou sableuse, bitumineuse et riche en planorbes, qui passe à la base aux

b) alluvions du Birsig formées de galets jurassiens très petits mêlés à une grande quantité de boue et de sable ; ce

[1] A. Gutzwiller. Zur Altersfrage des Loess. *Verhandl. der naturf. Ges. Basel*, B. XIII, H. 2, p. 271-286.

dernier forme des lentilles et provient des marnes à Cyrènes qui affleurent à Sainte-Marguerite.

a) Alluvions du Rhin.

A l'W du Birsig, au Holeeletten, la couche argileuse diminue d'épaisseur; d'autre part, les alluvions de la Birsig ne tardent pas à disparaître, en sorte que, au delà du Herrengraben, les alluvions du Rhin ne sont plus recouvertes que par une mince couche de terre arable, riche en cailloux roulés. Du reste on peut dire que, d'une façon générale, les dépôts argileux ne se trouvent sur la surface de la basse terrasse qu'au pied des collines voisines garnies de Lœss, ou bien sur le passage des ruisseaux, surtout de ceux qui, ayant un faible débit, n'ont pas pu entamer les alluvions. Ils forment des sortes de cônes de déjection, au profil très peu accusé, et représentent un Lœss remanié par les eaux courantes qui l'ont repris sur les collines supérieures et l'ont entraîné sur la surface de la basse terrasse. Quant au Lœss véritable des environs de Bâle, il est nettement interglaciaire et n'existe nulle part sur la surface de la basse terrasse. Il en est, du reste, de même près de Mulhouse, et ce que M. Förster considère ici comme du Lœss proprement dit, reposant sur la basse terrasse, est incontestablement du Lœss remanié. D'autre part, le Lœss sableux (Sandlœss) de Wittenheim est un dépôt argileux, formé dans des eaux troubles après le retrait définitif du glacier, comme le démontrent suffisamment sa structure et sa composition et quoiqu'on y ait trouvé des restes de mollusques terrestres.

En résumé le Loess véritable n'existe entre Bâle et Mulhouse nulle part sur la basse terrasse, et les dépôts postglaciaires qu'on lui a attribués sont, ou bien du Loess remanié, ou bien des argiles fluviatiles. Quant aux sables éoliens postglaciaires que M. Früh a constatés soit dans la vallée du Rhône, soit dans le canton de Saint-Gall, il ne faudrait pas leur appliquer non plus le nom de Loess qui devrait être réservé aux formations analogues interglaciaires.

M. H. Schardt [1] considère comme de véritables dunes une succession de collines qui s'élèvent au milieu des marais du Seeland entre Anet, Champion et Witzwyl. La colline du Dählisandhubel, qui en fait partie, a une hauteur de 4-7 m., une longueur de 1 kilomètre et une largeur de 150-250 m. ;

[1] H. Schardt. Dunes du Marais du Seeland. C. R. des séances Soc. neuch. des sc. nat. — *Archives Genève*, t. XII, p. 192.

elle est entièrement formée d'un sable fin peu cohérent; 2 collines semblables s'élèvent plus au SE au Islerenhölzli. Grâce à une coupe faite par la ligne Berne-Neuchâtel on peut se convaincre que ces dépôts éoliens sont plus anciens que la tourbe; ils datent probablement de l'époque qui a suivi le retrait des glaciers.

Le même auteur donne ensuite la description des alluvions qui forment le fond de la vallée du Locle et d'un gisement de tuffeau pléïstocène composé de terre tuffeuse blanche ou violacée avec *Patula rotundata*, *Bulimus lubricus*, etc., qu'il a découvert dans le fond de la vallée des Fahis.

M. E. Renevier[1] s'est occupé du vallon transversal qui coupe de l'E à l'W la colline liasique de Saint-Triphon. Il y voit le prolongement de la profonde vallée qui descend de Panex sur Ollon. Ce vallon a dû être abandonné par le cours d'eau qui l'avait creusé à la suite de l'érosion particulièrement rapide opérée par la Gryonne, dont l'action était énormément exagérée par la fonte rapide des glaciers qui l'alimentaient, et d'autre part beaucoup facilitée par la faible résistance des couches gypsifères du Trias qu'elle traversait.

MM. P. et F. Sarasin[2] ont développé une explication de la période glaciaire, d'après laquelle la cause du refroidissement et de l'exagération de l'humidité atmosphérique nécessaires à l'accroissement des glaciers pourrait être cherchée dans de violentes éruptions volcaniques qui auraient jeté dans l'atmosphère une quantité considérable de vapeur et de cendres. On sait en effet que les époques pliocène et pléïstocène ont été marquées par la formation de gigantesques effondrements dans les régions méditérranéennes et atlantiques. Les bords de ces bassins effondrés étaient jalonnés de volcans, qui devaient donner lieu à des explosions d'autant plus violentes que leurs parties profondes étaient plus exposées à l'action des eaux d'infiltration par la proximité de la mer. On peut donc admettre que cette période a été marquée non seulement par une grande activité volcanique mais encore par de violentes éruptions explosives avec dégagements particulièrement importants de vapeurs et de cendres.

Or l'éruption récente du Krakatoa a montré que les cen-

[1] E. Renevier. Vallée transversale à travers le monticule de Saint-Triphon. — *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXVII. Séance du 6 juin 1901.

[2] P. et F. Sarasin. Ueber die mutmassliche Ursache der Eiszeit. *Verh. der naturf. Ges. Basel*, B. XIII, H. 3, p. 603-618.

dres volcaniques, lorsqu'elles sont émises en quantité suffisante, peuvent se répandre dans toute l'atmosphère et y rester suspendues pendant plusieurs années. Elles peuvent alors intercepter une partie des rayons solaires et en diminuer les effets lumineux et calorique ; d'autre part, elles favorisent la condensation des vapeurs et par conséquent les chutes de pluie ou de neige. Si l'éruption du Krakatoa a produit une action incontestable dans ce sens dans les régions tropicales où ses cendres étaient surtout abondantes, il n'y a aucune exagération à admettre qu'une activité volcanique intense et répartie sur d'immenses espaces ait pu provoquer l'établissement des conditions climatériques spéciales de la période glaciaire.

Nous devons à M. Th. Studer [1] une monographie des plus intéressantes sur les chiens pléïstocènes et actuels. Sans vouloir analyser ici ce travail dont l'intérêt est plus spécialement zoologique, nous en citerons les parties qui concernent les races pléïstocènes.

Parmi les chiens paléarctiques on peut distinguer 5 types principaux : 1° type du *Canis palustris*, 2° type du *Canis Inostranzewi*, 3° type du *Canis Leineri*, 4° type du *Canis intermedius*, 5° type du *Canis matris optimae*.

Le Canis palustris se trouve dans les stations néolithiques en Suisse et dans le S de l'Allemagne ainsi que dans des dépôts datant de l'époque romaine. Il paraît avoir disparu actuellement d'Europe mais existe encore en Sibérie chez les Samoyèdes et les Tungouses, ainsi qu'à Sumatra, en Chine (Tschau) et dans la Nouvelle-Guinée. Il est caractérisé par son crâne petit avec une boîte cranienne arrrondie, par un museau court et pointu et par une région frontale creusée dans sa partie médiane (coup de hache) et reliée à la région nasale par une surface très oblique.

Par l'élevage le Canis palustris a déjà été modifié pendant les temps néolithiques et scindé en plusieurs races. C'est ainsi qu'on trouve dans les dépôts récents de l'âge de la pierre polie un chien plus grand que le vrai Canis palustris et qui se rapproche du Spitzer moderne. Il existe d'autre part à la même époque un autre type, qui a conservé la taille du Canis palustris, mais qui s'en distingue par sa boîte crânienne plus large et par son front plus élevé (passage au

[1] Th. Studer. Die prähistorischen Hunde in ihrer Beziehung zu den gegenwärtigen Hunderassen. — *Mém. Soc. pal. suisse*, t. XXVIII, 137 pages, 9 planches.

Canis Spalleti Strobel). Une troisième race est un peu plus grande que le type primitif et possède une voûte crânienne fortement bombée sans aucune trace de crête sagittale ; elle se rapproche nettement du Pintscher actuel. Enfin une quatrième race, de taille relativement grande, possède un crâne allongé avec une crête sagittale bien développée, un front saillant et large, un museau long et arrondi en avant ; elle peut être considérée comme un terme de passage du Canis palustris au chien de chasse primitif (Canis intermedius), ou bien comme un produit de croisement entre le Canis palustris et une autre race.

M. Studer a d'autre part constaté l'existence dans la station néolitique de Font au bord du lac de Neuchâtel et dans un dépôt de l'âge du bronze au bord du lac de Bienne du *Canis Inostranzewi* que M. Anutschin avait découvert dans les formations néolithiques du lac de Ladoga, et qui peut être considéré comme la forme ancestrale du chien de garde de la plaine suisse, du Saint-Bernard, du Terre-Neuve, du dogue, ainsi que de divers chiens actuels du Nord.

Le *Canis Leineri* a été décrit par M. Studer d'après un crâne découvert dans la station néolithique de Bodman au bord du lac d'Ueberlingen. La capsule crânienne est allongée et voûtée, la crête sagittale est médiocrement développée, le front est large, légèrement déprimé au milieu, le museau est allongé et large.

Cette même race a été constatée dans le néolitique récent de Font ; elle a probablement été importée du Nord de l'Europe en Suisse et se rapproche des races actuelles du Nord, en particulier du chien-loup irlandais et du Deerhound écossais.

Le *Canis intermedius*, qui est relié au Canis palustris par une transition positive, en diffère par son front plus large et plus plat, par sa mâchoire supérieure plus élargie dans sa partie postérieure et par son museau plus largement arrondi. Il comprend actuellement les divers types de chiens de chasse et se retrouve jusque dans les formations de l'âge du bronze dans la basse Autriche et en Bohême.

Le *Canis matris optimae* a été décrit tout d'abord des environs d'Olmütz par Jeitteles ; il a été retrouvé abondamment dans les dépôts de l'âge du bronze et existait en particulier en Suisse où l'on en a découvert des restes dans les stations de palaffites des bords des lacs de Genève, de Neuchâtel, de Bienne et de Morat. Il se rapproche beaucoup du Canis Leineri, dont il se distingue pourtant par son crâne

plus petit et moins allongé, par son front moins large, par son museau plus court et plus pointu, la longueur de la région cervicale dépassant toujours celle de la région nasale. C'est un chien berger typique et il paraît probable qu'il a été importé dans l'Europe occidentale par des pleuplades venues de l'Asie qui se livraient à l'élevage du petit bétail.

Les chiens du Sud dont les principaux représentants actuels sont les Parias de l'Egypte et de l'Asie méridionale, les Dingo d'Australie, les dogues du Thibet, sont inconnus dans les formations pléïstocènes d'Europe.

Pour terminer, M. Studer reprend la question de l'origine des diverses races de chiens préhistoriques ; après avoir discuté les opinions émises sur ce sujet par Woldrich, Nehring, Bourguignat, etc., il émet les idées suivantes : les chiens du Sud peuvent tous se ramener au *Canis tenggeranus* qui n'est lui-même qu'une variété du *Canis ferus*. Celui-ci, ayant été apprivoisé dans certaines régions, a d'autre part donné naissance à plusieurs races distinctes telles que *Canis hodophylax*, *Canis Mikii*. Puis, par des croisements successifs entre ces divers chiens et le loup, l'homme a créé des races plus fortes que le chien primitif telles que *Canis Inostranzewi*, *Canis Leineri*, *Canis decumanus*. Canis palustris et Canis matris optimae paraissent au contraire être des descendants relativement purs du chien pléïstocène de l'Eurasie.

Genève, le 12 juillet 1902.

TABLES SPÉCIALES DE LA REVUE

I. TABLE DES MATIÈRES

Pages

Nécrologies 477

I. **Tectonique**. Descriptions géologiques, tectoniques et orographiques 477
Manuel de Géologie 477
ALPES. *Alpes calcaires occidentales*. 479
Préalpes et klippes. Chablais. Niremont-Pleïades. Hornfluh. Spielgerten. Wildstrubel. Haute vallée de Lauenen 479
Alpes calcaires orientales. Vallée du Rhin. Rhäticon. Prätigau. 486
Alpes calcaires méridionales. Région des lacs nord-italiens . . 496

Pages

Alpes cristallines. Mont Blanc 499
JURA. Jura franc-comtois. Jura neuchâtelois. Jura bâlois et argovien. Gorges de l'Areuse. Coude du Rhin à Bâle 499
Gisements anormaux 504
PLATEAU MIOCÈNE. Mollasse de Marin. Ravin de la Paudèze. Lac de Pfäffikon 506

II. **Minéralogie et pétrographie** 508
MINÉRALOGIE. *Minéraux* 508
PÉTROGRAPHIE. *Roches cristallines éruptives* 511
Gneiss granitique du Roc-Noir 514
Serpentines du Geisspfad 518
Porphyres de la région de Lugano. 523
Zone amphibolitique d'Ivrée. 524
Roches métamorphiques. Marbres alpins, schistes verts, schistes de Casanna 525

III. **Géologie dynamique.** ACTIONS ET AGENTS EXTERNES 528
Sources 528
Cours d'eau et vallées. Origine des vallées alpines. Tronçons épigénétiques 530
Lacs. Sédimentation. Thermique. Limnimétrie. 533
Glaciers. Variations 536
Avalanches 538
Tourbières 540
Eboulements. Rocher de la Clusette 544
ACTIONS ET AGENTS INTERNES. *Tremblements de terre* 545

IV. **Stratigraphie et Paléontologie** 546
Trias. Lac d'Iseo. Grisons 546
Trias du Jura 548
Jurassique. Alpes méridionales 552
Jurassique du Rhæticon 553
Jurassique des Préalpes 555
Jurassique du Jura septentrional 556
Oxfordien du Jura bernois 566
Crétacique. Lac d'Iseo 567
Crétacique du Rhæticon 567
Crétacique des Préalpes 568
Crétacique du Jura 570
Poches hauteriviennes. 577
Nummulitique et Flysch. Prätigau 578
Flysch préalpin 579
Sidérolitique. Jura bernois. 581
Mollasse. Plateau suisse. Jura. 581
Quaternaire. Pleïstocène du lac d'Iseo 584
Glaciaire du canton de Vaud. 585
Vallée du Rhin et Jura bâlois 589
Dunes du Seeland. 593
Explication de la période glaciaire. 594
Chiens pleïstocènes 595

II. TABLE DES AUTEURS

AEBERHARDT, P. Phase de récurrence des glaciers jurassiens, 587.

BALTZER, A. Environs d'Iseo, 496. Protogine du massif de l'Aar, 513. Marbres métamorphiques alpins, 525. Trias lac d'Iseo, 546. Jurassique, 552. Crétacique, 567. Moraines et et alluvions, 584.

BAUMBERGER, E. Crétacique du Jura, 570.

BAUMHAUER, H. Seligmannite du Binnenthal, 510.

BÉGUIN, F. Pli-faille à Chatollion, 501.

BIELER, TH. Modelé glaciaire de la plaine vaudoise, 585.

BILLWILLER. Tremblements de terre en Suisse en 1900, 546.

BISTRAM A. VON. Région des lacs de Côme et de Lugano, 497. Lias des des environs de Lugano, 553.

BLAAS, J. Alpes du Tyrol et du Vorarlberg, 495.

BONARD, A. Soubassement cristallin de la Dent de Morcles, 511. Voir Rœssinger.

BONNEY, F.-A. Flysch des Alpes suisses, 486. Euphotide de la vallée de Saas, 518.

BOURQUIN, E. et ROLLIER, L. Gisement anormal de Néocomien, 505 et 577.

BRÜCKNER, E. Dépôt de vase dans le lac d'Oeschinen, 533.

BUXTORF, A. Keuper du Jura bâlois, 551. Jurassique, 562. Miocène, 582. Pleïstocène, 589.

DUBOIS, A. Géologie des gorges de l'Areuse, 503. Voir Schardt.

DUPARC, L. Schistes de Casanna, 526.

DUPARC, L. et MRAZEC, L. Origine de l'épidote, 510.

DUPARC, L., MRAZEC, L. et PEARCE, F. Carte géol. du mont Blanc, 499.

EBERLI, J. Mollasse de Thurgovie, 581. Pleïstocène, 585.

FINSTERWALDER et MURET. Variations des glaciers, 537.

FOREL, F.-A. Matières organiques dans l'eau des lacs, 534. Thermique des lacs, 534. Glacier du Rhône, 538. Eboulement du Fletschhorn, 540.

FOREL, LUGEON et MURET. Variations des glaciers, 536.

FOURNIER. Tectonique du Jura franc-comtois, 499.

FREY, H. Manuel de géologie et minéralogie, 477.

FRÜH, J. Tremblements de terre en Suisse en 1899, 545.

GIRARD, R. DE. Jurassique des Préalpes fribourgeoises, 556. Crétacique, 568. Flysch, 579. Mollasse, 581. Pleïstocène, 585.

GREMAUD, A. Mouvements de Terrain, 545.

GUTZWILLER, A. Loess, 592.

HAGENBACH-BISCHOFF. Glacier du Rhône en 1899-1900, 536.

HEIM, A. Dépôt de vase dans le lac des Quatre-Cantons, 533.

HERMITE. Géologie théorique, 478.

HIRSCHI, H. Biotite dans les roches cristallines, 508.

HUENE, S. VON. Biographie des environs de Bâle, 504.

KAECH, M. Porphyres de la région de Lugano, 523.

KEIDEL, H. Tectonique de la Hornfluh et des Spielgerten, 482.

LAMOTHE DE. Alluvions des environs de Bâle, 590.

LEUTHARDT, F. Flore de la Lettenkohle du Jura bâlois, 552.

LORENZ, TH. Tectonique du Praetigau et du Falkniss, 494. Jurassique, 553. Crétacique, 567. Flysch, 578.

LORIOL, P. DE. Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien du Jura bernois, 566.

LUGEON, M. Tectonique des Préalpes, 479-483. Chevauchement de l'aquitanien sur le burdigalien à la Paudèze, 507. Origine des vallées alpines, 530. Gorges épigénétiques, 532. Stries glaciaires à Chexbres, 587. Voir Forel.

LUGEON, M. et ROESSINGER, G. Tectonique de la haute vallée de Lauenen, 483. Trias, 548. Jurassique, 555. Crétacique, 568. Nummulitique, 579.

MILCH, L. Gneiss granitoïde du Roc Noir, 514.

MRAZEC, L. Voir Duparc.

MÜHLBERG, F. Tectonique de la chaîne Hauenstein-Schafmatte, 503. Sources d'Argovie, 529. Pleïstocène d'Argovie, 590.

MURET, E. Voir Finsterwalder, voir Forel.

NEUWEILER, E. Tourbières de la Suisse, 540.

PEARCE, F. Voir Duparc.

PERROT, S. DE. Lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat, 534.

PREISWERK, H. Serpentine du Geisspfad, 518. Schistes verts du Val d'Evançon, 526.

RENEVIER, E. Vallon transversal de la colline de Saint-Triphon, 594.

RITTER, G. Hydrologie du canton de Neuchâtel, 528.

ROESSINGER, G. Voir Lugeon.

ROESSINGER, G. et BONARD, A. Roches cristallines de la Hornfluh, 485 et 580.

ROLLIER, L. Poche sidérolithique, 581. Voir Bourquin.

ROTHPLETZ, A. Origine de la vallée du Rhin, 486. Zone limithrophe entre les Alpes orientales et occidentales, 487. Région du Rhaeticon, 492. Géologie du Madrishorn, 547.

SARASIN, CH. Crétacique de la chaîne Pleïades-Niremont, 569.

SARASIN, CH. et SCHÖNDELMAYER, CH. Tectonique de la chaîne Niremont-Pleïades, 481. Crétacique de Châtel-Saint-Denis, 569.

SARASIN, E. Oscillations du lac des Quatre-Cantons, 535.

SARASIN, P. et F. Théorie de la période glaciaire, 594.

SCHAEFER, R. Zone amphibolitique d'Ivrée, 524.

SCHARDT, H. Roches cristallines de la Hornfluh, 485. Décrochement sur le flanc du Chaumont, 502. Poche hauterivienne, 504. Gisement anormal de Néocomien, 506. Colline mollassique de Marin, 506. Eboulement du Fletschhorn, 540. Mouvements du Rocher de la Clusette, 544. Poche hauterivienne, 577. Calcaire d'eau douce oligocène de Gorgier, 583. Mollasse de Marin, 583. Langhien du Val de Travers, 583. Dunes du Seeland, 593.

SCHARDT, H. et DUBOIS, A. Tectonique du Val de Travers, 502. Crétacique, 574.

SCHMIDT, C. Wulfenite du Val d'Anniviers, 508.

SCHÖNDELMAYER, CH. Voir Sarasin.

SPRECHER, W. Avalanches dans le Val Tamina, 538.

STRÜBIN, K. Keuper du Jura bâlois, 548 et 550. Jurassique, 556 et 560. Jurassique du Frickberg, 561. Pleïstocène, 589.

STUDER, PH. Races de chiens préhistoriques, 595.

TARNUZZER, CH. Schistes rouges et quartzites de la Plattenfluh, 547.

TORNQUIST, A. Région des lacs norditaliens, 498.

WEBER, J. Géologie de la région de Pfäffikon avec carte, 507.

Lausanne. — Imp. Georges Bridel & Cie.