

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 7 (1901-1903)
Heft: 7

Rubrik: Revue géologique suisse pour l'année 1902

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: 19.01.2026

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Revue géologique suisse pour l'année 1902.

N° XXXIII

par CH. SARASIN.

Introduction.

En commençant la revue géologique de l'année dernière, je considère comme mon devoir d'exprimer à M. H. SCHARDT, mon collègue et ami, le regret que j'éprouve avec tous les géologues suisses de ce que ses nombreuses occupations l'aient obligé à cesser sa collaboration à la revue; en même temps je lui exprime ici au nom de mes collègues de la société géologique toute notre reconnaissance pour la peine qu'il a prise pendant de longues années en étudiant et en résumant ici les travaux concernant la géologie de notre pays.

La revue pour 1901 a paru avec un retard de près d'une année, et il en est résulté que plusieurs travaux ayant paru en 1902 y ont été analysés par M. Schardt. Je me contenterai cette fois-ci de citer ces publications pour donner une liste bibliographique aussi complète que possible, en renvoyant pour le compte rendu à la dernière revue.

Nécrologies.

M. A. BALTZER¹ a retracé dans une courte notice l'activité scientifique d'EDMOND DE FELLEBERG, cet aimable collègue, dont tous les géologues suisses ont regretté la perte prématurée. Après avoir dépeint le caractère modeste et

¹ A. BALTZER. Dr Ed. von Fellenberg. *Actes Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. XXIII-XXXVI.

affable de Fellenberg et la passion qu'il professa dès le jeune âge pour la vie dans la haute montagne, entreprenant d'innombrables ascensions difficiles et dangereuses, M. Baltzer a fort bien montré comment chez Fellenberg le sportsman s'est bientôt doublé d'un observateur intelligent et d'un naturaliste de mérite, dont les travaux ont contribué largement à élucider plusieurs des grands problèmes de la géologie des massifs centraux des Alpes. Parcourant en tous sens la partie occidentale du massif de l'Aar, Fellenberg y a récolté d'innombrables observations, qu'il a publiées dans des notices éparses, avant de les collationner dans son important ouvrage intitulé *Geologische Beschreibung des westlichen Theiles des Aarmassivs*, 21^e livr. des *Mat. p. la Carte géol. de la Suisse*, 1893.

Parmi les points les plus importants auxquels Fellenberg a touchés, il faut citer les coins calcaires enfoncés dans les schistes cristallins du versant S du massif, et la tectonique si compliquée de la Jungfrau. Il s'est occupé aussi bien du granite alpin lui-même et de la zone gneissique du versant S. que de la calotte sédimentaire qui couvrait le cristallin et du développement qu'elle a dû prendre au début.

Fellenberg a publié d'autre part plusieurs études minéralogiques, concernant presque tous les gisements importants qu'il a rencontrés dans son terrain d'exploration.

Ce savant, si sympathique à tous, était né à Berne le 9 mars 1838; après avoir étudié de 1857 à 1858 dans sa ville natale sous la direction de B. Studer, il entreprit plusieurs voyages : à Londres, à Berlin, en Hongrie, en Bosnie. A Freiberg, il s'initia à la géologie pratique. Rentré à Berne, il consacra ses étés à ses excursions géologiques, tandis qu'en hiver il s'occupait surtout d'archéologie étudiant successivement les stations préhistoriques du lac de Bienne et les stations burgondes-allemanes d'Elisried près de Waleren.

Il se voua enfin avec un grand dévouement au développement du musée d'histoire naturelle de Berne, auquel il fit don de ses propres collections et fut avec G. de Bonstetten le principal créateur du musée archéologique de sa ville natale.

Cette biographie de Fellenberg est complétée par la liste complète de ses travaux, qui sont au nombre de 41.

1^{re} PARTIE — TECTONIQUE*Alpes.*

En commençant cette première partie je dois d'abord citer deux publications qui, quoique parues seulement en 1902, ont été analysées déjà par M. Schardt dans la revue pour 1901 ; ce sont : l'étude de M. A. ROTHPLETZ¹ sur la région du Rhätikon et du Prättigau et l'étude de M. A. TORNQUIST² sur les chaînes qui entourent les lacs de la haute Italie.

M. SCHARDT³, qui suit depuis le début les travaux du percement du tunnel du Simplon, résume comme suit les observations qu'il a pu faire jusqu'ici :

Le **massif du Simplon** se compose des terrains suivants :

1° Schistes lustrés, micacés ou calcarifères avec bancs calcaires et intercalations de schistes verts et de roches amphiboliques.

2° Calcaires dolomitiques gris, micacés, avec gypse, anhydrite et schistes intercalés.

3° Micaschistes et gneiss, souvent calcarifères ou granatiferes, avec intercalations de schistes chloriteux et d'amphibolites.

4° Gneiss schisteux et fibreux du Monte Leone et gneiss massif d'Antigorio.

Le groupe 1 est jurassique ; le groupe 2 appartient vraisemblablement au Trias ; le groupe 3 correspond à un complexe sédimentaire métamorphisé et traversé par des roches éruptives ; il paraît n'être en partie qu'une forme plus métamorphique du groupe 1 ; le groupe 4 représente le terrain primitif tantôt fortement laminé (gneiss schisteux), tantôt peu modifié (gneiss massif).

Ces terrains divers se superposent plusieurs fois, formant plusieurs replis empilés, dont le plus important serait le grand pli de gneiss d'Antigorio constaté déjà en 1869 par

¹ A. ROTHPLETZ. Das Gebiet der zwei grossen rhätischen Ueberschiebungen zwischen dem Bodensee und dem Engadin. *Sammlung geol. Führer*, X. Berlin, 1902. Gebr. Bornträger. 256 pages et 81 fig.

² A. TORNQUIST. Das Gebirge der oberitalienischen Seen. Berlin, 1902. *Sammlung der geol. Führer*. Gebr. Bornträger. 302 pages et 30 fig.

³ H. SCHARDT. Résultats géologiques obtenus par le percement du tunnel du Simplon. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVIII. C. R. de la séance du 19 fév. 1902 et *Arch. Genève*, t. XIII, p. 605.

Gerlach. Il paraît évident que les schistes calcarifères qui sont infraposés au gneiss d'Antigorio sont le prolongement de ceux que le gneiss supporte, et ne forment pas, comme certains auteurs l'ont admis, le cœur du massif. En profondeur le tunnel du versant S., après avoir traversé plus de 4 km. de gneiss d'Antigorio est entré dans les calcaires dolomitiques sans rencontrer de schistes calcarifères qui, en surface, séparent le gneiss des calcaires.

Etudiant de son côté la **tectonique¹ du massif du Simplon**, M. M. LUGEON¹ fait remarquer que le gneiss d'Antigorio et du Monte Leone, par suite d'un abaissement vers l'W de l'axe des plis, s'enfonce dans cette direction sous le Laquinhorn, tandis que vers l'E, à l'Ofenhorn, il plane sur des masses considérables de schistes lustrés. A la Cisterna il existe de véritables lambeaux de recouvrement de gneiss. Au S du village de Simplon on peut voir le gneiss du Monte Leone se relier à celui du Seehorn par une disposition périclinale des couches ; on peut donc admettre que la bande de gneiss, qui s'étend du Seehorn par le Pizzo d'Albione et Crevola jusque dans le massif tessinois, n'est autre chose que la racine d'un grand pli couché vers le N, dont la tête forme le massif du Monte Leone et de l'Ofenhorn. Le massif de Lebendun doit être formé ou bien par un repli de cette vaste nappe ou bien par un pli indépendant développé d'une façon analogue. Ainsi le massif gneissique du Tessin donnerait lieu à des nappes considérables empilées et couchées vers le N.

M. T. TARAMELLI², après avoir résumé la question des relations du gneiss d'Antigorio avec les schistes sous-jacents du Simplon depuis l'époque du rapport présenté en 1878 par M. Renevier, expose un certain nombre d'observations concernant ce point, qu'il a faites dans les environs de Varzo.

Près de cette localité, le long de la Cairasca, affleurent des schistes calcarifères, micacés associés à des micaschistes et à des gneiss schisteux. Ce complexe qui plonge de 25° au SW s'enfonce près de Tresquera sous le gneiss d'Antigorio ;

¹ M. LUGEON. Sur la coupe géologique du massif du Simplon. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.* C. R. de la séance du 16 avril 1902 et *Archives de Genève*, t. XIV, p. 79. Voir aussi *C. R. de l'Ac. des sciences de Paris*, 24 mars 1902.

² T. TARAMELLI. Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Varzo. *Rendiconti del R. Ist. lomb. di Sc. e Lett.* Série II, vol. XXXV, 1902.

à Gebbio il renferme des dolomies saccharoïdes ; à San Bernardo on y trouve du gypse ; ces mêmes schistes calcarifères forment toute la région entre Varzo, San Carlo et Torriggia. Tandis qu'ils plongent faiblement vers le SW au N et à l'W de Varzo, ils plongent de 35° vers le NW, près de Castello, à une faible distance du gneiss d'Antigorio.

L'auteur, se basant sur l'analogie des schistes calcarifères du Val Cairasca avec les roches des Alpes occidentales et sur l'existence d'une véritable zone de passage entre les schistes et le gneiss du Monte Leone, admet que la zone gneissique du Tessin sous-jacente aux schistes lustrés ne correspond pas aux gneiss du massif de l'Aar et du Gothard, mais représente des formations paléozoïques métamorphisées. Quant au gypse intercalé dans les schistes calcarifères avec des dolomies en maints endroits, son origine paraît être primaire et sa présence constitue un argument en faveur de l'âge triasique des formations qui le contiennent.

La publication parue en 1902 et concernant la tectonique alpine qui a le plus attiré l'attention est incontestablement celle que M. M. LUGEON¹ a intitulée **les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse** et dans laquelle il développe la thèse que le front N de la chaîne alpine de l'Arve à Salzburg est formé par de grandes nappes superposées, qui couvrent complètement le vrai front, tandis que les régions profondes des gneiss montrent elles aussi le phénomène de nappes analogues.

Entre l'Arve et l'Aar on peut voir partout le long de la zone dite des cols les plis des Hautes-Alpes s'enfoncer sous les terrains plus anciens des Préalpes. Le fait est particulièrement manifeste dans la vallée du Rhône où les anticlinaux de Collombey et de Muraz sortent sous le massif triasiquo-jurassique de Tréveneuse. Dans les montagnes de Bex on peut voir aussi le Néocomien du jambage inférieur du grand pli de Morcles s'enfoncer sous le Flysch recouvert par le Néocomien préalpin ; plus à l'E ce dernier s'appuie directement sur le jambage normal du pli de Morcles, ainsi au col des Esserts.

Du côté de l'E, le pli couché de Morcles, qui s'abaisse rapidement, est recouvert par un second pli couché, celui des Diablerets, qui recouvre en même temps une lame préalpine de Néocomien à Céphalopodes. Un troisième pli couché

¹ M. LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. I, p. 723-825.

s'amorce dans la série renversée de Néocomien et de Malm qui, près de Miet, se superpose au Nummulitique des Diablerets; il se suit par le Sanetsch et l'Oldenhorn et sa tête est représentée par la série renversée de grès de Taveyannaz, de Nummulitique, d'Urgonien et de Néocomien qui forme le Scex Rouge. Cette troisième nappe se retrouve au Wildhorn et à partir du Creux du Champ elle entre en contact avec les Préalpes sous lesquelles elle s'enfonce.

Dans les Préalpes du Chablais on distingue facilement deux nappes superposées : celle de la Brèche et celle des Préalpes médianes; celle-ci, très développée en avant de la précédente vers le N, où elle chevauche sur une zone imbriquée de Flysch, de Crétacique et de Malm, s'amincit sous la Brèche et du côté interne, jusqu'à être réduite à de simples lames ou même jusqu'à disparaître complètement. La zone imbriquée de Flysch avec écailles de Néocomien et de Malm, sur laquelle s'appuient au N les Préalpes médianes, doit d'après M. Lugeon s'écraser en profondeur au-dessous de celles-ci; on pourrait ainsi expliquer son absence au Bouveret et à Saint-Gingolf en admettant simplement qu'elle a été enlevée par l'érosion avec les plis externes qui la recouvraient. Partout ailleurs, aux Voirons, dans la chaîne Pleïades-Niremont au Gurnigel, etc...., elle est bien développée.

Du côté S des Préalpes une zone analogue se suit depuis la montagne du Culet, les montagnes de Bex, le Chamosaire, la haute vallée de Lauenen jusqu'au Niesen, c'est la zone interne, dont les relations avec les Préalpes varient. Tandis que dans le Chablais les Préalpes médianes s'appuient au S sur la Mollasse rouge, elles reposent dans les Alpes bernoises (Spielgärten, Amselgrat, Gumfluh) sur la zone interne et le Flysch du Niesen. Au N du massif des Diablerets, la corniche des Préalpes subit une inflexion remarquable; en même temps elle est partiellement recouverte par le Flysch de la zone interne qui paraît avoir été refoulé au-dessus d'elle lors de la poussée en avant de la nappe du Mont Gond et du Scex Rouge.

Après cet exposé général de la tectonique des Préalpes telle qu'il la conçoit, l'auteur réfute la théorie de l'éventail composé imbriqué émise par M. Haug en se basant sur les arguments suivants : 1° dans la zone bordière externe et en particulier dans les collines du Faucigny les lames sont étirées en profondeur jusqu'à leur disparition, il manque donc une branche à l'éventail; 2° la discontinuité de la cor-

niche triasique qui regarde vers le S s'explique par la répercussion sur les Préalpes des grandes nappes des Hautes-Alpes ; 3° le contact anormal des Préalpes médianes sur le Flysch est continu avec la seule exception du Mont d'Or et ne peut pas se comparer aux chevauchements de l'intérieur des Préalpes ; 4° il n'existe pas dans les Préalpes de véritables plis déjetés au S, et à ce propos M. Lugeon corrige plusieurs de ses profils (Tréveneuse, Savonnay, Culet).

Examinant ensuite les relations qui peuvent exister entre les diverses parties des Préalpes, l'auteur adopte l'hypothèse de M. Schardt d'après laquelle la zone externe serait formée par des paquets entraînés depuis la zone interne jusqu'à leur emplacement actuel par la nappe préalpine qui glissait sur leur dos.

L'absence d'une charnière anticlinale sur la bordure N n'est nullement un argument contre l'origine lointaine des Préalpes, tandis que le fait que partout leurs terrains reposent sur le Flysch, en particulier à Furche au S de la vallée du Giffre, s'explique naturellement par l'hypothèse du charriage d'une nappe chevauchée. A Taninge on peut voir la superposition des Préalpes médianes sur le Flysch et du Carboniférien du massif de la Brèche sur les Préalpes médianes ; un profil analogue existe sur le versant oriental de la Pointe d'Orchez ; entre Chatillon et Marignier c'est encore le Flysch qu'on trouve sous le Lias préalpin ; au Môle c'est la Mollasse rouge sur laquelle s'appuie la bordure des Préalpes. Il reste ainsi à peine la place pour une racine des Préalpes, en outre les relations qui existent dans la région de l'Arve entre les plis préalpins et haut-alpins peuvent difficilement s'expliquer si l'on n'admet pas que les premiers se continuaient au-dessus des seconds en une nappe dont la klippe des Annes est un reste. Enfin l'anticlinal de Vouvry qui, dans la vallée du Rhône, est très rapproché de l'axe des Préalpes et qui se suit par le Mont Chauffé et les montagnes de Vésin jusqu'à la vallée du Giffre, repose ici sur un substratum de Flysch.

Quant à la zone interne l'auteur considère les écailles de terrains secondaires qui s'y trouvent comme des têtes anticlinales enfoncées dans le Flysch et dont les racines se trouvaient au S de la chaîne du Wildstrubel. Cette manière de voir est basée sur le raccord établi entre les calcaires jurassiques du Rätzliberg au fond de la vallée de la Simme et dans la zone interne et le jambage renversé d'un pli jurassique recouvrant le Nummulitique depuis les montagnes de

Sierre par le Mont Tubang, le Rohrbachstein et le Laufbaldhorn ; elle est confirmée par l'analogie que montrent soit le Jurassique supérieur, soit le Crétacique de la zone interne avec les formations correspondantes du versant S du massif du Wildstrubel.

Ainsi les Préalpes romandes peuvent être considérées comme constituées par la superposition de trois nappes : celle de la zone interne, celle des Préalpes médianes et celle de la Brèche.

Après cet exposé de la tectonique des Préalpes romandes, M. Lugeon passe à l'examen des klippes de Giswyl étudiées récemment par M. Hugi et discute les profils établis par cet auteur. A la Rossfluh, la charnière, que M. Hugi a considérée comme un synclinal couché de Hauptdolomit, est en réalité une tête anticlinale de Muschelkalk entourée de Hauptdolomit et appartenant à un pli couché vers le N. Au Jänzimatberg, sur le flanc N, du Flysch semble s'intercaler entre le Dogger et le Trias que M. Hugi considérerait comme son substratum. En résumé, les observations de M. Lugeon l'ont amené à assimiler les klippes de Giswyl aux Préalpes en les faisant venir du S et non du N comme l'avait fait M. Hugi.

Pour comprendre maintenant les relations qui existent entre les Préalpes et les Hautes-Alpes, il faut se rappeler que, comme les travaux de MM. Bertrand, Ritter, Lugeon, Gollier, etc. l'ont montré, il existe dans le domaine des Hautes-Alpes depuis la bordure septentrionale du massif du Mont Blanc jusqu'à celle du massif de l'Aar, de vastes plis couchés vers le N et empilés les uns sur les autres. M. Lugeon admet que ces plis se superposent de telle façon que chaque nappe s'amorce plus en arrière et s'étend plus en avant que la nappe sous-jacente, qu'elle recouvre ainsi complètement, de telle sorte que les nappes supérieures sont aussi les plus larges. En étendant cette conception aux nappes préalpines, il en vient à considérer celles-ci comme superposées aux nappes haut-alpines et ayant dû par suite s'amorcer plus au S et s'étendre plus au N. La seule qui ferait exception à cette règle serait celle de la Brèche qui n'a pas atteint le front N des Préalpes médianes. Cette tectonique ne peut avoir été créée que par l'effort tangentiel ; quant aux plis de moindre amplitude, qui ont été longtemps seuls constatés, soit dans les Préalpes, soit dans les Hautes-Alpes, ils représentent des ridements secondaires des nappes

en mouvement ; ils tendent toujours à se déverser vers le N et chevauchent souvent les uns sur les autres.

Cherchant ensuite à raccorder la tectonique des Alpes bernoises avec celle des Alpes glaronnaises, M. Lugeon développe l'hypothèse du grand pli unique couché vers le N émise par M. Bertrand. En l'absence de charnières anticlinales opposées, le principal argument en faveur de l'hypothèse du double pli soutenue par M. Heim consiste dans la présence du Malm normal au Mürtschenstock, dans les Churfirften et au N du Klausen, tandis qu'il manque sur le flanc normal plus au S, entre la Sernifite et les schistes grisons. Or l'absence du Malm vers le S n'est pas générale ; cette formation existe dans le Calanda et dans la région de Coire où elle s'enfonce sous les schistes grisons ; de plus, là où le Malm manque, son absence peut s'expliquer, soit par une transgression stratigraphique des schistes grisons, si ceux-ci sont éocènes, comme quelques-uns l'admettent, soit par une transgression mécanique s'ils sont liasiques.

Dans les montagnes du Klœnthal on voit, reposant sur le Flysch, une nappe inférieure qui comprend la série normale complète du Verrucano au Nummulitique et qui plonge au NW. Dans la chaîne du Wiggis cette nappe est recouverte par une seconde, qui est formée de Crétacique et qu'on peut suivre jusqu'à la Friedlispitz. Le Flysch qui sépare ces deux nappes s'étend depuis le Deyenstock jusqu'à Næfels, et l'on peut admettre qu'il se raccorde en profondeur avec celui sur lequel s'appuie le Crétacique de la Friedlispitz et de Ober Urnen. Cette nappe de Wiggis n'est pas terminée au S par un anticlinal couché au S comme l'a admis M. Burckhardt ; elle se superpose à celle de Glaris absolument comme la nappe de la Brèche recouvre les Préalpes médianes. Elle est divisée en plusieurs digitations distinctes, empilées, terminées chacune vers le N par une charnière anticlinale bien nette et coupées chacune brusquement vers l'E par une vallée transversale. Une première digitation forme le Wiggis, une seconde le Ræderten et le Schienberg, une troisième le Fluhberg. Ainsi s'expliquent d'une façon toute différente les conditions tectoniques de la région que M. Burckhardt avait expliquées par l'hypothèse de plissements transversaux.

Vers l'W la structure de la nappe de Wiggis se simplifie et à l'Axenstein le pli du Fluhberg se superpose directement à la nappe inférieure de Glaris. Vers l'E cette même

nappe se continue par le Gross Farlen jusqu'aux Churfirsten et au Sentis qui ne sont pas autre chose que son front plusieurs fois digité. A l'W de la vallée de la Linth la nappe inférieure de Glaris ressort devant le front de la nappe de Wiggis et forme les plis de Wageten, de l'Auberg, de la Righi Hochfluh, du Pilate, de la Schrattenfluh et du Justithal jusqu'au lac de Thoune.

A l'E du Rhin le Fläscherberg, considéré par M. Lorenz comme un fragment orienté NE-SW d'un grand pli hémicirculaire reliant le pli N et le pli S glaronnais, est en réalité un lambeau de la nappe de Glaris qui s'enfonce ici sous les montagnes du Vorarlberg. Le front de cette nappe paraît se poursuivre fort loin vers l'E jusqu'au Schliersee au S de Munich dans des anticlinaux à faciès helvétique qui émergent du Flysch.

Le massif du Falkniss est constitué par une grande nappe superposée à la précédente et formée de terrains à faciès vindelicien ou chablaisien. Tandis que M. Lorenz admettait ici un grand pli hémicirculaire déversé sur le pli du Fläscherberg, soit vers le SW, M. Lugeon considère le Falkniss et les Kirchlispitzen comme appartenant à une nappe digitée dont la racine devait se trouver au S. C'est sur cette nappe du Falkniss que se superpose la nappe du Rhætikon, qui est constituée essentiellement de Trias. Or les masses triasiques du Rhætikon se raccordent d'une façon continue par la bordure orientale du Prättigau, par le fond des vallées de Plessur et de Parpan avec le Trias du massif d'Arosa ; cette nappe qui s'appuie partout sur les schistes grisons ne peut donc avoir sa racine qu'au SE. La nappe du Falkniss qui tectoniquement correspond aux Préalpes médianes, paraît avoir été laminée comme celles-ci dans sa partie méridionale, on n'en retrouve en effet plus de trace au S de la Drusenfluh.

Dans un chapitre consacré à l'étude de l'origine du Flysch, M. Lugeon expose que celui-ci était déjà formé avec sa composition actuelle avant d'avoir été entraîné vers le N par le charriage des Préalpes. Ainsi les bancs de conglomérats et de brèches intercalés dans ses dépôts sont antérieurs au charriage ; par contre, les blocs cristallins empâtés dans le Flysch supérieur doivent être considérés comme ayant été arrachés à la base de la nappe en mouvement et enfoncés dans le substratum tertiaire.

En ce qui concerne le contraste de faciès entre les Préalpes

et les Hautes-Alpes mis en avant par M. Schardt et par lui-même, contesté par M. Haug, l'auteur reconnaît qu'il y a dans le massif du Wildstrubel passage graduel du faciès haut-alpin au faciès de la zone interne, ce qui du reste n'est pas surprenant, puisque la racine de la zone interne et de la zone externe qui en est le prolongement se trouve précisément sur le versant S de la chaîne du Wildstrubel.

La racine des Préalpes médianes ne peut être cherchée qu'au S et elle doit probablement avoir existé dans la zone des amphibolites d'Ivrée, qui se prolonge vers l'E jusqu'au Pitz d'Err et où l'on peut voir de grands plis couchés dans les gneiss et les granites.

Ainsi il existe dans les Alpes deux grands systèmes de nappes : le premier, qui comprend les plis des Hautes-Alpes vaudoises et bernoises et des Alpes glaronnaises, s'amorce dans le voisinage des môles cristallins de la première zone alpine (massifs du Mont Blanc et du Finsteraarhorn) ; le second, qui comprend les nappes des Préalpes médianes et de la Brèche, devait s'amorcer au S des Alpes valaisannes, qui sont constituées par les grands plis couchés du gneiss d'Antigorio, du Monte Leone et du Mont Rose. L'ensemble des Alpes a donc subi un mouvement intense vers l'avant pays mollassique avec la seule exception des anciens massifs hercyniens de la première zone alpine. La cause première de ce mouvement doit être l'effort tangentiel qui a provoqué la formation puis la marche vers le N des nappes successives. Mais, pour expliquer le laminage des nappes inférieures, il faut admettre que celles-ci ont été entraînées par le mouvement des nappes supérieures et étirées jusqu'à se rompre entre leur racine et leur front. Les nappes qui ont dû se former les premières sont les plus internes, c'est-à-dire les nappes de la Brèche, des Préalpes médianes et des zones interne et externe ; puis sous ces plis supérieurs se sont développés ceux des Hautes-Alpes calcaires et des massifs gneissiques. Enfin un dernier effort a fait naître dans l'intérieur de ces nappes des plis secondaires ou du moins a exagéré des plis déjà existants.

M. Lugeon a eu la satisfaction de convertir à sa manière de voir M. E. HAUG et M. A. HEIM¹ qui a tenu à faire connaître son adhésion dans une lettre ouverte. Le savant professeur de Zurich reconnaît que l'interprétation donnée par

¹ A. HEIM. Lettre ouverte à M. M. Lugeon. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. I, p. 823-825.

M. Lugeon de la tectonique des Alpes glaronnaises permet d'expliquer plusieurs faits restés obscurs, ainsi : *a*) l'absence de racine à la masse jurassique de l'Urirothstock, du Kinsigpass et du Glärnisch ; *b*) l'absence d'une charnière S à l'anticlinal supposé s'appuyant sur l'Eocène de Sissikon-Pragel-Leistkamm ; *c*) la tectonique si compliquée du Glärnisch ; *d*) le fait que les formations crétaciques et tertiaires du Bifertenstock et du Calanda ressemblent plus à celles de la chaîne externe qu'à celles de la zone intermédiaire Titlis-Windgälle et le contraste marqué que présente le Crétacique de part et d'autre de la zone éocène Sissikon-Bättlis ; *e*) l'absence de tout indice d'un mouvement vers le S dans le Flysch sous-jacent au Verrucano ; *f*) la présence au S du lac de Wallenstadt d'un Lias très analogue aux schistes grisons, qui est beaucoup moins développé ou manque complètement entre la Windgälle, le Tödi et Vättis.

M. Heim ne fait à M. Lugeon que quelques observations de détail ; il pense en particulier que la chaîne de la Righi Hochfluh se rattache plutôt à l'anticlinal de Morschach qu'à la région crétacique au S de Fluelen.

M. LUGEON¹ a résumé son étude de la tectonique alpine devant la Société helvétique des sciences naturelles dans la session de 1902 à Genève et cette communication a été suivie d'une intéressante discussion entre son auteur et M. H. SCHARDT². Celui-ci, après avoir fait observer qu'il est arrivé le premier à la conception de l'origine lointaine des Préalpes et de la relation qui devait exister entre les nappes préalpines et les plis couchés des Hautes-Alpes calcaires, déclare accepter sans réserve le mouvement général vers le N., tel que M. Lugeon l'admet pour l'ensemble des Alpes ; il considère depuis longtemps le pli glaronnais comme un pli simple venu du S et la chaîne des Churfirsten comme formée par une nappe supérieure à la nappe glaronnaise. Par contre il ne peut se rallier à la notion du système helminthoïde de plis superposés, tel que l'a décrit M. Lugeon ; les plis couchés des Hautes-Alpes ne se couvrent pas sur de grandes largeurs, mais s'amorcent l'un après l'autre obliquement à la

¹ M. LUGEON. Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. *Actes de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 141-153 et *Eclogæ*, vol. VII, p. 335-343. Voir aussi *Arch. Genève*, t. XIV, p. 461-463.

² H. SCHARDT. A propos de la conférence de M. Lugeon : « Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. » *C. R. des trav. 85^e session de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 110-115. *Arch. Genève*, t. XIV, p. 483-488, et *Eclogæ*, vol. VII, p. 343-346.

direction générale de la chaîne et se relaient de façon que, à mesure qu'un nouveau pli prend plus d'amplitude, les plis inférieurs s'éteignent en profondeur. Ainsi le pli Wildstrubel-Wildhorn repose directement sur le cristallin sans aucune intercalation de pli sous-jacent.

M. Schardt ne croit pas d'autre part que la formation des plis couchés se soit faite à une grande profondeur ; il admet que les nappes préalpines se sont formées les premières, et que les plis haut-alpins en se formant et en se déplaçant ensuite au-dessous d'elles les ont arrachées de leur racine et poussées vers le N.

Répondant plus spécialement à l'objection de M. Schardt sur la formation des plis helminthoïdes, M. LUGEON¹ maintient que, au Balmhorn, le pli du Wildstrubel repose sur un autre pli et non sur le cristallin.

A propos de la note de M. Lugeon sur l'origine des vallées des Alpes occidentales que nous avons analysée l'an dernier, M. E. HAUG² fait remarquer que dès 1894 il admettait l'existence dans le massif des Diablerets d'un grand pli couché recouvrant sur une largeur importante le pli de Morcles et le relayant vers l'E. Or cette constatation, qui montre que les Hautes chaînes calcaires suisses sont le prolongement de la zone du Briançonnais, a été publiée à nouveau en 1901 par M. Lugeon sans que celui-ci cite le travail de M. Haug.

M. ED. GERBER³ a entrepris l'étude de la **tectonique de la région du Kienthal** et a résumé ses observations dans une notice préliminaire. Il a établi un profil qui s'étend du SE au NW depuis le sommet du Büttlassen jusqu'à Kienthal, et qui montre la superposition sur le versant oriental de la vallée de deux complexes représentant deux unités tectoniques distinctes. A la base affleure du Malm, qui présente dans la chaîne du Büttlassen de beaux plissements secondaires et qui s'abaisse lentement vers le NW, de façon à affleurer au niveau de la vallée au pied du Golderenhorn. Sur

¹ M. LUGEON. Réponse à M. Schardt. *C. R. des trav. 85^e session de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 115. *Arch. Genève*, t. XIV, p. 488, et *Eclogæ*, vol. VII, p. 346.

² E. HAUG. Sur le pli couché des Diablerets. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. I, p. 596, 597.

³ ED. GERBER. Vorläufige Mittheilung über das Eocän des Kienthales. *Eclogæ*, vol. VII, p. 301-304.

ce Malm se superposent : 1° des schistes de Berrias très réduits comme épaisseur ; 2° des grès de Taveyannaz ; 3° des grès quartzeux identiques aux grès nummulitiques du Bundsteg. C'est sur ce complexe basal que repose une sorte de grande nappe, plissée en quatre anticlinaux déjetés vers le N et qui se compose : 1° de Lias fossilifère à *Pentacrinus tuberculatus*, *Belem. Oppeli*, *Bel. Oosteri*, etc..., qui forme un important lambeau au-dessus des schistes de Berrias et des grès de Taveyannaz ; 2° de Dogger inférieur représenté par des grès ferrugineux ; 3° de Dogger supérieur (calcaire spathique à *Belemmites*) ; 4° d'Oxfordien (schistes et calcaires à *Ammonites pyriteuses*) ; 5° de Malm ; 6° de schistes berriasiens.

On peut expliquer cette tectonique ou bien par un chevauchement, ou bien par un grand pli couché ; la seconde hypothèse serait infirmée par le fait qu'on n'a pu découvrir aucune trace de flanc renversé ; elle paraît d'autre part vraisemblable, si l'on tient compte de la tectonique des régions correspondantes du Männlichen et du Doldenhorn. L'auteur se réserve de se prononcer sur cette question lorsque ses explorations dans le massif auront été poussées plus loin.

A l'occasion de la réunion de la Société géologique suisse à Genève M. CH. SARASIN¹ avait préparé une excursion dans la région des **Hautes-Alpes calcaires de Savoie** et dans le massif des Annes et rédigé un programme sommaire avec une planche de profils. L'excursion n'a pu avoir lieu, mais M. Sarasin a fait devant la Société un court exposé de la stratigraphie et de la tectonique de la région qui a été publié ensuite dans les *Eclogæ*².

La vallée du Borne, qui coupe transversalement les chaînes calcaires de Saint-Pierre de Rumilly au synclinal du Reposoir, traverse successivement du NW au SE cinq anticlinaux, dont l'importance augmente vers le S et qui sont tous plus ou moins déjetés vers le N ; ce sont : 1° l'anticlinal de Dessy qui forme une voûte presque droite et peu élevée d'Urgonien ; 2° l'anticlinal d'Andey beaucoup plus important que le précédent et déjeté vers le N ; 3° l'anticlinal du Brezon, dont la voûte urgonienne est rompue et dont le flanc N

¹ CH. SARASIN. Programme des excursions de la Société géologique suisse du 11 au 14 septembre 1902. *Eclogæ*, vol. VII, p. 311-318.

² CH. SARASIN. Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis. *Eclogæ*, vol. VII, p. 321-333 et *Archives Genève*, t. XIV.

est localement renversé; 4° l'anticlinal des Rochers de Leschaux qui forme une belle voûte régulière d'Urgonien, séparée de l'anticlinal du Brezon par un synclinal peu profond de Gault, de Crétacique supérieur et de Flysch; 5° l'anticlinal déjeté des Vergys dont la voûte rompue montre l'Hauterivien et qui est bordé au N par le profond synclinal de Cenise, au S par le synclinal plus important encore du Reposoir et du Grand Bornand.

Dans l'axe de la vallée du Borne, entre Saint-Jean de Sixt et la Clusaz, le synclinal du Reposoir est divisé en deux par une voussure anticlinale d'Urgonien et de Nummulitique.

La chaîne des Aravis est une chaîne isoclinale formée de Jurassique moyen et supérieur, de Crétacique, de Nummulitique et de Flysch, le tout plongeant vers le N.

M. Sarasin a constaté vers l'extrémité orientale de l'anticlinal de Leschaux trois failles transversales avec affaissement chaque fois de la lèvre occidentale qui sont évidemment en relation avec l'abaissement brusque de l'axe du pli vers le NE. La chaîne des Vergys est également coupée près du Grand Bornand par plusieurs failles transversales.

Quant à la **klippe des Annes**, M. Sarasin a étudié plus spécialement les environs de la Touvière sur le versant N et les environs des Annes et de Maroly du côté S. A la Touvière il a observé la coupe suivante :

1° A la base des schistes marneux du Flysch plongeant au SE ;

2° Une écaille de Crétacique supérieur laminé (même plongement) ;

3° Des grès et conglomérats éocènes (triasiques d'après Maillard) ;

4° Des argiles schisteuses probablement triasiques ;

5° Des alternances de calcaires noirs et de lits marneux de l'Infralias.

La partie supérieure de cette série, qui plonge uniformément vers le SE, disparaît sous un éboulement, puis au-dessus affleurent en série normale les argiles rouges du Trias, le Rhétien et le Lias.

Sur le versant S de la chaîne d'Almet vers les chalets des Annes la série normale du Trias et du Lias repose avec un plongement au NW sur le Flysch renversé. Au col de Maroly et dans le vallon du même nom on peut voir le Trias d'Almet

chevaucher sur celui de la Pointe de Lachat ; ce chevauchement contesté par M. Lugeon a été constaté d'une façon évidente par M. Sarasin sur les flancs de la chaîne d'Almet au-dessus des chalets de Maroly.

A propos de la communication de M. Sarasin, M. M. LUGEON¹ dit qu'il a constaté autour de la klippe des Annes de nombreuses écailles de Crétacique supérieur laminé analogue à celle de la Touvière ; ce fait est un argument de plus en faveur de l'hypothèse d'après laquelle cette klippe est un lambeau détaché par l'érosion de la nappe des Préalpes. M. Lugeon considère qu'entre la klippe d'Almet et celle de Lachat il y a non un chevauchement mais une faille verticale coupant des couches presque horizontales.

M. G. RÖESSINGER², étudiant la géologie des environs de Territet avec M. S. Jenkins, a pu suivre sur une distance importante, soit de Bon-Port jusqu'en Raveyres à l'E de Caux le contact anormal du Lias inférieur de Glion avec le Toarcien de Montfleury. Il se demande s'il n'y a pas ici une surface de chevauchement, qui correspondrait à celle qu'on peut voir au pied du Cubly, c'est-à-dire au grand plan de glissement des Préalpes médianes. Il faudrait alors admettre que le Lias inférieur de Glion se raccorde avec celui de They près de Chillon par dessus le Dogger de la Veraye.

M. SCHARDT a rendu compte dans la revue pour 1901 d'un travail de lui-même et d'un autre dû à MM. G. RÖESSINGER et A. BONNARD, qui concernaient tous deux de nouveaux gisements de roches cristallines empâtées dans le Flysch sous la nappe de la brèche de la Hornfluh. A peu près en même temps que MM. Rössinger et Schardt, M. FR. JACCARD³ a noté l'existence de gisements analogues situés sur les flancs du Rinderberg au S de Zweisimmen et formés par un gabbro hypoabyssique plus ou moins altéré. M. Jaccard a constaté d'autre part la présence, dans le Flysch à Regemoos (SE de Boltigen) et en avant de la brèche, de roches siliceuses, qu'on retrouve alignées sur 2 km. 5 de longueur entre Garstatt et Zimmerboden.

¹ M. LUGEON. Observations à propos de la communication de M. Sarasin sur la région des Annes. *Eclogæ*, vol. VII, p. 333-334 et *Archives Genève*, vol. XIV, p. 480.

² G. RÖESSINGER. Recherches géologiques faites dans les environs de Territet. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVIII. C. R. de la séance du 4 juin 1902 et *Archives Genève*, t. XIV, p. 312.

³ FR. JACCARD. Blocs exotiques de la Hornfluh. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVIII. C. R. de la séance du 18 déc. 1901.

Jura.

Nous devons à M. TH. RITTENER¹ une monographie complète de la **région des Aiguilles de Baulmes, du Chasseron et de la Côte aux Fées**, complétée par de nombreux profils. Je reviendrai plus loin sur la partie stratigraphique de ce travail.

Au point de vue tectonique, l'auteur distingue les éléments suivants :

1° L'anticlinal du Mont des Verrières est une voûte régulière dont le cœur est formé de Séquanien. Sur les marnes à *Ter. humeralis* reposent les calcaires oolithiques du Séquanien supérieur, puis le Kimmeridgien et le Portlandien ; le jambage septentrional de ce pli se renverse du côté des Verrières par dessus le Néocomien.

2° Le synclinal de la Côte aux Fées est dissymétrique par suite du relèvement beaucoup plus rapide de son flanc SE ; il est formé dans les environs de Bolles par le Valangien et l'Hauterivien ; dans la direction de Buttes on voit l'Urgonien se superposer à l'Hauterivien. La bordure valangienne est beaucoup plus large et moins redressée sur le flanc NW qu'au SE.

3° L'anticlinal de la Vraconne-Longeaigue forme dans sa partie NE une voûte sensiblement droite ouverte jusqu'à l'Argovien ; mais dans la région de la Vraconne, par suite de l'élargissement brusque du synclinal de Noirvaux-Auberson, l'anticlinal s'élève rapidement, s'ouvre jusqu'au Callovien et se déjette vers le SE ; il s'est en outre rompu suivant trois failles transversales à décrochement horizontal, dont l'une passe au N de l'usine de Miguet et du Mont Buclard, la seconde se suit depuis le vallon de Noirvaux par le Parchet, l'extrémité du Mont de la Chèvre et les Rochettes, et la troisième passe un peu plus au SW.

4° Le synclinal de Noirvaux-Auberson, très étroit à ses deux extrémités, s'élargit dans la région de l'Auberson en un important bassin elliptique. Vers le SW, il forme la combe de Varnon, vers le NE il se continue par le vallon de Noirvaux, puis par le Grand et le Petit Suvagnier sur le flanc oriental du Val de Travers. Au centre le bassin de l'Au-

¹ TH. RITTENER. Etude géologique de la Côte aux Fées et des environs de Sainte-Croix et de Baulmes. *Mat. p. la carte géol. de la Suisse*. Nouvelle série, 13^e livraison.

berson est formé essentiellement par le Crétacique et la Mollasse ; le village de l'Auberson est sur l'Hauterivien supérieur à la limite de l'Urgonien ; au S des maisons on peut discerner facilement la combe hauterivienne et la combe purbeckienne séparées par un crêt valangien. Entre l'Auberson et la Prise Périer l'Urgonien forme deux replis anticlinaux séparés par un synclinal de Gault et d'Aptien. La bordure crétacique du bassin vers le N a subi des dislocations importantes en relation avec les failles qui traversent l'anticlinal voisin. Ainsi près du Miguet une série renversée de Crétacique et de Portlandien plongeant vers le NW butte au NE contre un mur de Kimmeridgien et de Portlandien ; à l'E du Parchet un complexe plissé de Néocomien, d'Urgonien et d'Aptien butte au N contre le Malm décroché et renversé. Enfin la fracture qui traverse le Mont de la Chèvre a provoqué un décrochement bien visible de la zone infracrétacique. Du côté SE la bordure crétacique du bassin de l'Auberson est fortement redressée et même renversée par places ; de nombreuses complications de détail résultent évidemment de tassements et de glissements pléistocènes.

Près de Noirvaux dessous et du Grand Suvagnier on peut voir l'Aquitaniien formé de marnes rouges, de calcaire d'eau douce et de conglomérats s'appuyer directement en discordance sur le Portlandien du flanc occidental, tandis que du côté E il recouvre l'Hauterivien. Au-dessus du Grand Suvagnier affleure la Mollasse à *Ostrea crassissima*. Au Petit Suvagnier la Mollasse n'existe plus, puis, plus loin, vers le NE, le synclinal n'est plus marqué que par une zone de Portlandien encadrée à l'E et à l'W par le Kimmeridgien ; enfin, près de Buttes, il se confond avec le synclinal de la Côte aux Fées.

5° L'anticlinal Mont des Cerfs-Chasseron débute au SE par une voûte droite ouverte jusqu'au Séquanien ; il est ensuite divisé en deux crêts séparés par une combe anticlinale dans laquelle se montrent l'Argovien, le Spongitiien, la marne de Furcil et la Dalle nacrée. En même temps le pli se déjette vers le SE ; au Mont des Cerfs le Kimmeridgien et le Portlandien du jambage NW sont verticaux ; près de la gare de Sainte-Croix le jambage SE est renversé.

Au N de la vallée de Sainte-Croix, la voûte argovienne se referme et le déjettement cesse ; puis, peu après, l'axe de la chaîne est de nouveau profondément entamé par le bassin de la Déneyriaz. Le Séquanien forme autour de cette dépression

une arête discontinue qui comprend la crête des Roches Blanches, le Mont de Mayaz, le Vy d'Amont, le Mont Cochet et la crête du Chasseron et des Petites Roches. Au N du Cochet l'anticlinal s'élargit et sa voûte se festonne de façon à former deux synclinaux secondaires de Séquanien et trois anticlinaux d'Argovien. La profonde coupure créée par le Déneyriaz est creusée dans l'Argovien, le Spongition et le Dogger qui s'ouvre jusqu'au Bathonien. Le Dogger du jambage NW de l'anticlinal est renversé. Le sommet du Chasseron est en Kimmeridgien ; c'est là que se termine le repli synclinal du versant oriental, qui est bien marqué à la Grandsonnaz. L'arête des Roches Blanches est formée par le Séquanien et le Kimmeridgien du jambage NW qui plongent presque verticalement.

6° Le synclinal Jougne-Colas est le prolongement du synclinal de Jougne en France ; depuis le col de sur la Tour jusqu'à Culliairy il est très resserré et se compose de Valangien et d'Hauterivien surmontés par des sables molasiques. Avant Culliairy il se divise en deux branches, dont l'une va se perdre aux Grangettes Cuendet au-dessus de Sainte-Croix, dont l'autre suit le ravin de Colas et les Guerraz. Au Colas le Néocomien est presque vertical ; sous les Guerraz, on ne trouve plus que le Valangien inférieur et le Portlandien. A partir de là le synclinal, formé de Portlandien, s'élargit, se relève, et se bombe en son milieu en une voûte secondaire.

7° L'anticlinal des Aiguilles de Baulmes-Suchet est représenté par une belle voûte rompue, dont le cœur, constitué d'Argovien, de Bathonien et de Bajocien supérieur, dessine une combe profonde bordée à l'E et à l'W par les deux crêtes des Aiguilles de Baulmes et du Suchet. Cette voûte, presque régulière aux gorges de Covattannaz, se déverse fortement vers le SE au-dessus de Baulmes. La voûte séquanienne, rompue entre les Aiguilles de Baulmes et le Suchet, se ferme au N de Baulmes, puis, au N de Covattannaz, la voûte kimmeridgienne se ferme à son tour.

Le vallon anticlinal de la Baumine montre diverses dislocations secondaires dans le Dogger. Le Suchet est formé par la série du Malm plongeant au SE ; ici le déversement du pli n'existe plus et il paraît probable que la cluse de la Baumine correspond à une fracture qui sépare la région déversée de la voûte de celle qui ne l'est pas.

Dans sa partie SE l'anticlinal des Aiguilles de Baulmes

présente la complication suivante : les couches verticales de Séquanien et de Kimmeridgien du jambage NW cessent brusquement au-dessus de l'Aiguillon et disparaissent sous les éboulis. Dans leur prolongement, un peu plus bas, affleurent des sables, des marnes et des poudingues tertiaires appartenant au synclinal de la Jougneaz ; d'autre part, on peut voir sur le flanc occidental des hauteurs de Grange Neuve le Bathonien du cœur de la voûte plongeant vers le NW en contact mécanique avec le Portlandien plongeant verticalement et supportant en concordance la série infracrétacique de Gascon. Ce n'est qu'au SE de ce point que le Kimmeridgien, puis le Séquanien, puis l'Argovien viennent s'intercaler successivement entre le Portlandien et le Dogger. Gascon est sur un synclinal d'Urgonien et de Néocomien qui se prolonge au NE jusque près d'Aiguillon et qui est séparé du synclinal de la Jougneaz par une voussure de Malm. M. Rittener admet ici que les deux synclinaux de Gascon et de la Jougneaz se confondent près d'Aiguillon et que le synclinal qui en résulte chevauche sur l'anticlinal des Aiguilles de Baulmes antérieurement rompu et ouvert jusqu'au Dogger. En outre les formations tertiaires sont en transgression évidente sur le Crétacique et le Malm.

8° Sur le flanc oriental du Suchet se développe à partir de la Mathoulaz un repli synclinal rempli par des calcaires oolithiques du Valangien, qui se continue par Six Fontaines et Baulmes jusqu'à Vuitteboeuf et Grandevent. Ce synclinal est supporté au SE par une nouvelle voûte de Portlandien et de Kimmeridgien qui paraît se prolonger dans les affleurements de Malm de Feurtilles. C'est contre le flanc de ce dernier anticlinal que s'appuie la série du Valangien, des marnes d'Hauterive qui dessinent une combe aquifère, de l'Hauterivien supérieur qui affleure aux Grands Crêts, et de l'Urgonien qui se perd au bas de la pente sous l'erratique.

La description tectonique de M. Rittener est rendue très claire par l'adjonction de nombreux profils et d'une excellente carte au 1 : 25 000.

M. L. ROLLIER ¹ continue ses recherches sur le Jura bernois et nous lui devons cette année une **carte géologique au 1 : 25 000 des environs de Moûtier**, sur laquelle figurent outre le synclinal de Moûtier, ceux de Soulce et de Court et les

¹ L. ROLLIER. Carte tectonique des environs de Moûtier (Jura bernois) au 1 : 25 000, publiée par la Commission géologique suisse.

chaînes anticlinales de la Stalfluh, du Graiter, des Raimeux et de Vellerat.

La chaîne de la Stalfluh est une voûte droite formée de Jurassique et ouverte au N du Bettlachstock jusqu'au Lias moyen. L'anticlinal du Graiter, formé en grande partie par le Kimmeridgien, s'ouvre jusqu'au Bathonien au SE de Moûtier.

Dans la chaîne des Raimeux, l'axe anticlinal est marqué presque partout par le Bathonien, tandis que dans la cluse de Roche et ses environs affleurent le Lias et même le Keuper. L'anticlinal de Vellerat est également ouvert sur une grande partie de sa longueur jusqu'au Bathonien. Les synclinaux, assez uniformément développés, sont formés par le Malm supérieur, dans lequel se logent des zones discontinues de dépôts mollassiques. Tous les plis ont une direction WSW-ENE.

M. le professeur G. STEINMANN¹, frappé du contraste qui existait entre la tectonique très simple des plis du Weissenstein et du Graiter et les phénomènes de recouvrement et de chevauchement admis par MM. Mühlberg, Grepin, Rollier, Rothpletz, pour expliquer l'origine des cluses qui traversent ces chaînes, a repris l'étude de cette région, dont il a acquis une conception toute nouvelle. D'après lui la région des cluses est traversée par deux systèmes de failles, dont les unes sont parallèles aux plis, tandis que les autres sont orientées à peu près NNE-SSW et se trouvent dans le prolongement des grandes fractures constatées par M. v. Hühne dans le Jura bâlois.

Pour les failles de la première catégorie c'est la lèvre N qui s'est affaissée, pour celles de la seconde c'est la lèvre W.

Les cluses de Mumliswyl et d'Ënsingen se trouvent toutes deux vers l'intersection de deux failles de deux systèmes différents, qui délimitent un angle ouvert vers le NW. Le triangle inclus ayant subi dans les deux cas un affaissement par rapport aux parties voisines de la chaîne, celle-ci s'est trouvée échancrée sur son versant N. Les quatre failles principales en relation avec la formation de ces deux cluses ont été déterminées par M. Steinmann comme suit :

1° La faille de Bereten se suit depuis la chaîne du Passwang par le versant occidental du Beretenkopf jusque sur le flanc N de la Roggenfluh ; là elle devient momentanée-

¹ G. STEINMANN. Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. *Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal.*, 1902, p. 481-488.

ment presque longitudinale pour reprendre près de la cluse d'œnsingen une direction N-S; elle finit près d'Aussere Klus, à l'W d'œnsingen, où elle se joint à angle droit à la suivante.

2° La faille de la Wannenfluh, après avoir été longitudinale, s'incurve à l'approche de la cluse de façon à prendre une direction E-W jusqu'à son intersection à Aussere Klus avec la précédente.

3° La faille de Mumliswyl coupe obliquement la chaîne Graiter- Breitenberg- Farisberg avec une direction NNE-SSW et passe à l'W du Farisberg.

4° La faille du Breitenberg, après avoir été longitudinale comme celle de la Wannenfluh, s'incurve vers le SE et se joint à la précédente par un angle aigu au N de Wolfgang.

Le caractère d'effondrements triangulaires des cluses de Mumliswyl et d'œnsingen ressort tout d'abord du niveau du Hauptrogenstein, beaucoup plus bas dans les cluses que dans les parties voisines des chaînes; en outre, l'axe des chaînes est nettement incurvé vers le S dans le voisinage des cluses en même temps que les synclinaux qui bordent les chaînes au N s'élargissent (synclinaux de Balstal et de Mumliswyl). Les failles sont du reste rendues très nettes par places par des contacts anormaux, par des modifications brusques de plongement et par des flexures verticales.

Ces effondrements datent probablement de l'époque miopliocène, car la Mollasse recouvre le Malm dans les parties affaissées, tandis qu'elle a été enlevée par érosion sur les flancs des anticlinaux restés intacts. Ainsi les cluses de Mumliswyl et d'œnsingen sont des coupures d'origine tectonique agrandies ensuite par le travail des eaux.

Dans son rapport sur l'excursion que la Société géologique suisse a faite en 1902 dans le Jura bâlois et argovien M. F. MÜHLBERG ¹ a exposé d'une façon très claire le **chevauchement de la chaîne du Hauenstein** sur la bordure S du Jura tabulaire. Au S de Läuelfingen le Trias du Hauenstein, qui chevauche sur la Mollasse, n'est pas simple, mais forme sept écailles superposées. La Mollasse ainsi recouverte repose directement sur une surface corrodée de Jurassique supérieur.

¹ F. MÜHLBERG. Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten und dem Tafel-Jura, in das aargauische Quartär und an die Lägern. *Eclogæ*, vol. VII, p. 153-199.

Un peu au N la chaîne du Homberg est formée par un anticlinal de Hauptrogenstein déjeté vers le N, dont la charnière chevauche sur les couches horizontales de la Mollasse.

Plus à l'E sur le flanc N de la Geissfluh vers Oltingen, le Hauptrogenstein plongeant au S chevauche sur la Mollasse horizontale, puis se replie de façon à former un anticlinal, dont le flanc S supporte les couches à *Rhynch. varians*, la partie inférieure du Malm et la Mollasse. C'est sur cette série normale que chevauchent des lames écrasées de Malm et de Dogger, puis le Muschelkalk replié plusieurs fois et brisé en écailles, qui supporte la succession complète du Keuper, du Lias et du Dogger de la Geissfluh.

La dernière partie du rapport est consacrée à la tectonique de la chaîne du Lägern que M. Mühlberg a décrite d'autre part dans une notice explicative de sa **carte géologique du Lägern au 1 : 25 000**¹.

La région figurée sur cette carte, qui correspond aux feuilles 37, 39, 40 et 42 de l'atlas Siegfried, se subdivise de la façon suivante : 1° la chaîne du Lägern ; 2° les environs d'Ober Endingen et la bordure du Jura tabulaire ; 3° le pays mollassique qui entoure le Lägern au N, à l'E et au S ; 4° les formations quaternaires.

La chaîne du Lägern est un anticlinal formé de Trias, de Jurassique et de Tertiaire, qui est déjeté vers le N et dont le flanc méridional chevauche par un pli-faille sur le flanc septentrional. Malgré la lacune considérable qui existe entre le Jurassique supérieur et le Bohnerz éocène il y a concordance absolue entre ces deux dépôts. L'axe de l'anticlinal s'abaisse fortement de l'W à l'E sur la rive gauche de la Limmat, ensuite il se relève faiblement vers l'E depuis la rivière jusqu'à Ober Ehrendingen, puis, après être resté horizontal jusqu'à la région de la Hochwacht il s'abaisse de nouveau rapidement vers l'E.

Considérée jusqu'ici comme un exemple typique de voûte normale, la chaîne du Lägern présente en réalité une tectonique beaucoup plus compliquée. Le flanc N de l'anticlinal est nettement renversé depuis le Geissberg jusqu'au-dessus de Sünikon. En outre, au N de ce jambage renversé, la

¹ F. MÜHLBERG. Geologische Karte der Lägernkette Maasstab 1 : 25 000. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, 1902.

F. MÜHLBERG. Erläuterungen zur geologischen Karte des Grenzgebietes zwischen Ketten- und Tafel-Jura 1. Theil Geologische Karte der Lägernkette und ihrer Umgebung. *Eclogæ*, vol. VII, p. 246-270.

Mollasse est couverte en discordance mécanique par de véritables klippes de Malm qui doivent être considérées comme des lambeaux du flanc N renversé, replissés et détachés subséquemment de leur amorce par l'érosion. C'est une de ces klippes qui forme la colline de Hertenstein. Au Sackhölzli c'est le Dogger du flanc S qui vient chevaucher sur la Mollasse et le Malm du flanc N; dans les carrières d'Ober Ehrendingen ce sont les couches à *Rhynch. varians* et les couches de Birmensdorf du flanc S qui s'appuient en discordance sur les couches d'Effingen renversées du flanc N; celui-ci est si laminé sur ce point que les couches d'Effingen sont presque en contact avec la Mollasse.

L'anticlinal du Lägern qui est coupé par l'Aar près de la Habsburg et par la Reuss à Schambelen, se poursuit vers l'E jusqu'à l'Eschenberg, à l'E de Dielsdorf, où la Mollasse dessine une voûte déjetée au N. Dans l'axe de la vallée de la Limmat une faille transversale, qui coupe le jambage N, a provoqué un décrochement très net. La crête du Lägern est formée sur toute sa longueur par le Séquanien du jambage S qui plonge vers le S et s'enfonce sous les dépôts plus récents du Malm et de la Mollasse. Le jambage N, qui est renversé sur presque toute sa longueur, ne donne lieu qu'à une saillie peu élevée et discontinue qui comprend le Flueli, le Geissberg, le Steinbuck, le Ries et le Buchhölzli. La voûte de Malm ne se ferme du reste pas à l'extrémité orientale de la chaîne, où les deux jambages restent bien distincts et il est possible que l'anticlinal ait été ici encore rompu par un chevauchement.

Sur le flanc S du Lägern la Mollasse dessine un synclinal, puis elle se relève en un anticlinal bien accusé, dont l'axe passe par Neuenhof et Würmlos et qui s'étale vers l'E.

Dans son angle NW, la carte de M. Mühlberg est traversée par la flexure importante qui suit le versant méridional du Jura tabulaire par Brugg et Endingen jusque dans le Jura souabe.

Plateau mollassique.

M. E. RENEVIER¹ vient de résumer les nombreuses observations qu'il a pu faire depuis une cinquantaine d'années sur la position de l'axe anticlinal de la Mollasse aux environs de Lausanne.

¹ E. RENEVIER. Axe anticlinal de la Mollasse. *Eclogæ*, vol. VII. p. 287 299.

Au N de la route Lausanne-Savigny le plateau est formé de Mollasse marine horizontale tandis qu'au S et à l'W affleure la Mollasse d'eau douce burdigalienne qui s'appuie au SE sur la Mollasse aquitanienne à lignites.

L'axe anticlinal a pu être observé aux points suivants :

1° Vers les carrières de Nialin au NW de Savigny dans la Mollasse marine.

2° Au Crêt-des-Côtes au NE du hameau de la Clef-aux-Moines, puis à partir de ce point le long de la route Savigny-Lausanne jusqu'au grand tournant vers Pré-des-Maules dans la Mollasse marine.

3° Dans le ravin de la Chandelard un peu au S de Rovéraz dans la Mollasse langhienne.

4° A Chailly dans la Mollasse langhienne.

5° A Bellevue (E. de Lausanne) dans la Mollasse langhienne.

6° A Lucinge sur l'avenue de Rumine dans la Mollasse langhienne.

7° Dans la tranchée de la ligne de chemin de fer Lausanne-Vevy à 500 m. environ de la gare.

Plus au SE l'axe anticlinal n'a été constaté nulle part ; par contre le fait que la Mollasse langhienne plonge fortement au SE, soit sur l'emplacement de l'hôtel Beau-Rivage à Ouchy, soit au bord du lac vers Ouchy, montre que l'axe anticlinal doit passer au N de ces deux points. On le retrouve en Chablais sur le cours inférieur du Foron, entre Excuvilly et Sciex et de là il se poursuit jusqu'au Salève.

Entre l'axe anticlinal de la Mollasse et le bord des Préalpes on peut observer plusieurs lignes de dislocations parallèles. C'est d'abord une grande faille, qui est bien visible dans le ravin de la Paudèze au-dessus de Belmont. Puis plus au S-E, entre Corsy-Echerin et le château de Bochat, la Mollasse dessine une voûte régulière et peu accentuée. Enfin un anticlinal beaucoup plus accusé se marque à l'E du ravin de la Lutrive dans la tranchée du chemin de fer.

En résumé, l'axe anticlinal de la Mollasse représente la limite entre la région mollassique à couches horizontales et la région plissée subalpine ; il prend dans les environs de Lausanne la forme d'une simple flexure sans faille ; il est séparé des Préalpes par plusieurs anticlinaux vaguement parallèles.

II^e PARTIE — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE*Minéralogie.*

M. le professeur H. BAUMHAUER¹ a fait, comme recteur de l'Université de Fribourg, une conférence dans laquelle il a exposé l'histoire de la cristallographie et les principes qui servent actuellement de base à cette science. Il a montré en particulier les déductions sur la constitution des cristaux qu'on peut tirer des caractères géométriques et optiques de ceux-ci, de leur fissilité, de la forme des figures de corrosion qu'ils montrent lorsqu'on attaque l'une ou l'autre de leurs faces avec un acide, etc....

Le même², en attaquant par l'acide fluorhydrique dilué des lamelles de clivage basales de **Lepidolithe**, a démontré que, comme pour la Zinnwaldite, il existe pour ce minéral deux variétés, qui se distinguent par la forme de leurs figures de corrosion et dont l'une a un grand angle des axes, tandis que l'autre en a un petit.

M. BAUMHAUER a d'autre part continué ses recherches sur les minéraux du Binnenthal. Il a étudié en particulier la **Seligmannite**, un nouveau minéral dont il a décrit à deux reprises divers cristaux provenant de la dolomie du Binnenthal. Dans une première note³, il donne les caractères de cinq petits cristaux de Seligmannite, qui peuvent se résumer comme suit : ce minéral cristallise dans le système rhombique et présente une forme très voisine de celle de la Bournonite, avec le rapport des axes $a : b : c = 0.92804 : 1 : 0.87568$. L'auteur y a reconnu les faces suivantes : 3 pinacôides (100, 010, 001), 5 prismes (110, 210, 120, 130, 510), 2 dômes (101, 011), 5 pyramides (111, 211, 112, 213, 431). Ces faces existent du reste toutes dans la Bournonite, sauf 510.

¹ H. BAUMHAUER. Ueber den Ursprung und die gegenseitigen Beziehungen der Krystallformen. *Rektoratsrede Universität Freiburg*, Nov. 1901.

² H. BAUMHAUER. Ueber den Krystallbau des Lepidoliths. *Eclogæ*, vol. VII, p. 354. Voir aussi *C. R. de la Soc. helv.*, 1902, p. 100 et *Archives Genève*, t. XIV, p. 473.

³ H. BAUMHAUER. Ueber den Seligmannit, ein neues dem Bournonit homöomorphes Mineral, aus dem Dolomit des Binnenthales. *Sitzungsber. der preuss. Akad. der Wiss.*, Berlin, 1901, p. 110-117.

Plus tard M. BAUMHAUER ¹ a découvert et décrit un nouveau cristal de **Seligmannite** qui, malgré ses petites dimensions ($\frac{3}{4}$ mm. sur $\frac{1}{2}$ mm.), est remarquablement bien formé et riche en faces. L'auteur y a déterminé 40 faces différentes qui se répartissent comme suit : 3 pinacoïdes, 5 prismes, 1 macrodome, 5 brachydomes, 7 pyramides. Le cristal est mâclé suivant (110) ; les formes prédominantes sont (100), (010), (110), (101), (011), (111), (112). L'analogie entre ce cristal et la Bournonite est particulièrement évidente.

Enfin, lors de la réunion de la Société géologique suisse à Genève, M. BAUMHAUER ² a décrit une collection de minéraux provenant du Binnenthal qui a été acquise par le musée de Fribourg. Ce sont :

1° De gros cristaux de tourmaline noire récoltés entre Chervandone et le Fletschhorn.

2° Des tourmalines vert-clair et brunâtres en petits cristaux inclus dans la dolomie blanche du Lengenbach.

3° De belles titanites de l'Ofenhorn, vert-jaunâtre, et mâclées selon *oP*.

4° Des cristaux de Fuchsite.

5° Une quadruple mâcle d'Adulaire d'après la loi de Baveno.

6° Des cristaux extraordinairement riches en faces de Calcite.

7° Un cristal de Barytocelestine dont le rapport des axes $a : b : c = 0.8132 : 1 : 1.3123$ se rapproche beaucoup de celui de la Baryte, étant intermédiaire entre celui-ci et celui de la Célestine.

8° Différents Réalgars.

9° Une série de sulfarséniures parmi lesquels le Skleroklase, la Jordanite et la Binnite sont les plus fréquents, tandis que la Dufrenoyite et la Baumhauerite sont rares et que la Liveingite et la Seligmannite sont très rares.

Les Sulfarséniures divers inclus dans la dolomie du Binnenthal ont fait d'autre part l'objet de plusieurs études de la part de M. R.-H. SOLLY. Dans une première publication ³

¹ H. BAUMHAUER. Ueber einen neuen flächenreichen Krystall von Seligmannit. *Ibid.* XXVIII, p. 611-614, 5 juin 1902.

² H. BAUMHAUER. Mineralien aus dem Binnenthal. *Eclogæ*, vol. VII, p. 351-353. Voir aussi *C. R. de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1902 et *Archives Genève*, t. XIV, p. 470.

³ R.-H. SOLLY. Bleisulfarsénite aus dem Binnenthal : 1 Jordanite, 2 Rathit. *Zeitschr. f. Krystallogr.*, 35, p. 321-344, 1901. Voir aussi R.-H. SOLLY, Sulfarsénites of Lead from the Binnenthal, Part II : Rathite. *Min. Magaz.*, 13, N° 59, p. 77-83. Londres, 1901.

cet auteur s'est occupé plus spécialement de la **Sartorite**, de la **Rathite** et de la **Jordanite**. L'analyse de ces trois minéraux lui a donné :

	Pb.	S.	As.
Sartorite	43.63	25.51	30.46
Rathite	51.85	23.72	23.86
Jordanite	68.72	18.31	12.39

En outre, un échantillon de Rathite renfermait des traces de fer et d'étain.

La Jordanite cristallise dans le système monoclinique avec le rapport des axes $a : b : c = 0.4945 : 1 : 0.2655$. L'auteur a déterminé 11 formes nouvelles qui, en s'ajoutant à celles déjà connues, portent à 137 le nombre total. Ces formes nouvelles sont : (340), (310), (510), (2.11.2), (292), (232), (1.17. $\bar{1}$) (1.14. $\bar{1}$), (1.13. $\bar{1}$), (25 $\bar{2}$), (432). La Jordanite montre 4 mâcles différentes : suivant ($\bar{1}01$) avec des lamelles multiples, suivant la face (301), suivant la face (101) et suivant la face (301). La couleur est gris de plomb, souvent rougeâtre, verdâtre ou jaunâtre. Le clivage est très net suivant (010), moins marqué suivant ($\bar{1}01$). La densité varie entre 6.38 et 6.42. Les cristaux sont souvent intimement liés à des cristaux de Blende et très riches en inclusions de pyrite.

La Rathite cristallise dans le système rhombique avec $a : b : c = 0.4782 : 1 : 0.5112$, l'orientation des axes cristallographiques adoptée ici étant différente de celle admise précédemment par M. Baumhauer ($a : b : c$ de Solly = $a : c : b$ de Baumhauer). L'auteur a mesuré 25 cristaux provenant de la dolomie du Lengenbach et a déterminé 62 formes, dont 37 sont nouvelles ; ce sont : (100), (001), (101), (3.80.0), (1.18.0), (1.11.0), (1.10.0), (170), (3.16.0), (1.3.0), (250), (370), (470), (210), (410), (710), (810), (071), (051), (072), (031), (083), (095), (043), (011), (056), (131), (252), (3.11.3), (373), (353), (111), (313), (515), (211), (122), (132). La Rathite présente deux lois de macle, l'une selon (074) en lamelles fines et nombreuses, l'autre selon (0.15.1) sous forme de petits prismes accolés au cristal principal. La couleur est gris de plomb ou d'acier ; le clivage est très marqué selon (010), peu net suivant (100) ; la densité est de 5.41-5.42.

M. SOLLY ¹ a décrit d'autre part un nouveau sulfarseniure

¹ R.-H. SOLLY. Sulfarsenites of Lead from the Binnenthal, Part III : Baumhauerite a new Mineral and Dufrenoyite. *Min. Magaz.*, 13, N° 60, 1902, p. 151-171. Voir aussi *Min. Soc. London, C. R. de la séance du 28 nov. 1902.*

de plomb, la **Baumhauerite** provenant de la dolomie du Lengenbach, dont il a pu mesurer d'assez grands cristaux. Il a étudié en même temps un individu de 8 grammes de **Binnite** et de beaux exemplaires de **Dufrenoyite**, couverts de petits cristaux de Seligmannite. Dix faces nouvelles ont été observées sur ce dernier minéral et le rapport des axes a été calculé à $a : b : c = 0.92\ 332 : 1 : 0.87\ 338$. M. Solly a enfin découvert un minéral probablement nouveau développé en petits cristaux sur un individu de Rathite du Lengenbach, qui ne possède ni axe ni plan de symétrie.

La série des sulfarseniures s'est enrichie encore d'un nouveau terme, la **Liveingite**, découvert dans le Binnenthal et décrit par MM. R.-H. SOLLY et H. JACKSON¹. Ce minéral, représenté du reste seulement par deux cristaux, offre une analogie évidente avec la Rathite et la Sartorite ; il est monoclinique avec $\beta = 89^\circ\ 45\frac{1}{2}'$; ses cristaux sont mâclés suivant (100). L'analyse a donné la formule $4\text{PbS} \cdot 3\text{As}_2\text{S}_3$.

M. W.-J. LEWIS² a donné la description de nouveaux cristaux de **Mispickel** et de **Pyrite du Binnenthal** ainsi que de quelques exemplaires de quartz et de titanite de l'Ofenhorn.

Avec le Binnenthal le **massif de l'Aar** est une des régions classiques de la Suisse pour les minéralogistes. M. JOH. KÖNIGSBERGER³ a entrepris une étude monographique de tous les gisements minéraux inclus dans la protogine de cette chaîne. Il observe tout d'abord que les variations minéralogiques et chimiques que montre la protogine dans sa composition réagissent sur la nature des minéraux constituants des gites qui y sont inclus.

La protogine normale, développée dans la vallée de Göschenen et à Wicki, est formée de quartz, de feldspath potassique du type microcline, d'oligoclase plus ou moins altéré et de biotite souvent en partie chloritisée. Au sommet du Nünistock (Mittagstock de la carte) elle est peu décomposée mais très cataclastique avec de gros cristaux d'oligoclase-andésine ; elle contient d'après les calculs de l'analyse chimique 35 % de quartz, 26 % de feldspath potassique (micro-

¹ SOLLY and JACKSON. A new Mineral from the Binnenthal. *Proced. Cambridge Philos. Soc.*, 1901, 11, 239.

² W.-J. LEWIS. Minerals from the Binnenthal. *Min. Soc. London, C. R. de la séance du 28 nov. 1902*.

³ JOH. KÖNIGSBERGER. Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassifs. *N. Jahrb. für Min. Geol. u. Pal. Beilageb.*, XIV. p. 43-119, 1901.

cline et orthose), 20 % d'oligoclase, 4 % d'albite, 4 % de Phengite et 11 % de biotite. Au Sandbalmstock elle est peu cataclastique mais décomposée par la pression et la température élevée avec formation de Zoïsite. Ces divers types de roche appartiennent tous à une même variété de protogine caractérisée par leur teneur relativement forte en chaux, et qui prend une grande extension depuis l'Oberalpstock jusqu'au delà du glacier du Rhône.

A l'intérieur de ce massif de protogine normale on peut distinguer une zone étroite dirigée du SW au NE de Wicki au Schattiger Wichel, dans laquelle la protogine est beaucoup moins riche en plagioclases et en particulier en oligoclase. L'albite y est relativement plus abondante, presque toujours associée aux feldspaths potassiques; parmi ceux-ci c'est tantôt l'orthose, tantôt le microcline qui prédomine.

Dans le voisinage des gites la protogine est toujours décomposée; les biotites passent à l'état de chlorite, les plagioclases se caolinisent et il se forme une série de minéraux secondaires: chlorite, caolin, Sillimanite, épidote, quartz. Ensuite la chlorite disparaît à son tour, les plagioclases sont complètement décomposés et de l'albite secondaire se forme, les feldspaths potassiques se troublent et le quartz seul reste intact. Enfin au contact immédiat des principaux filons le quartz même a disparu et il ne reste plus que les feldspaths potassiques autour desquels a cristallisé de l'adulaire secondaire.

Les gites minéraux se ramènent tous à un type assez uniforme. Ce sont des cavités lenticulaires très aplaties orientées perpendiculairement au plan de schistosité et parallèlement à la ligne d'intersection de ce plan avec l'horizontale; comme la schistosité est dans la règle à peu près verticale, ces cavités sont étalées dans un plan voisin de l'horizontale. L'on a affaire ici à des fissures se poursuivant souvent sur de très grandes longueurs, qui ont été agrandies localement et incrustées de minéraux cristallisés par les eaux d'infiltration. Chacun des gites débute vers la périphérie par une zone de quartz et de calcite avec de la fluorine (Quartzband).

Les gites étudiés par M. Kœnigsberger se répartissent de la façon suivante :

a) Un premier type très fréquent dans la protogine normale à biotite, en particulier dans les environs de Wasen et au N d'Urseren, est caractérisé par l'abondance de la calcite, par la coloration rouge de la fluorine, par la teinte

généralement foncée des quartz et par la rareté de la blende et des zéolithes qui n'apparaissent que dans les cavités les plus vastes.

Au pied du Vorder Feldschir s'alignent suivant une grande fissure horizontale plusieurs amas lenticulaires de minéraux qui peuvent atteindre 80 cm. de hauteur sur 200 m² de surface. A l'intérieur de la zone périphérique de quartz se développent de grands cristaux de quartz ayant jusqu'à 1 m. de longueur, sur lesquels sont fixées des fluorines en gros octaèdres aux arêtes émoussées et aux faces ternies. La galène forme de rares concrétions auxquelles s'associent des aiguilles de Cérussite. Tout l'intérieur de la poche est comblé par un sable chloriteux ; enfin de petits cristaux de Stilbite se développent fréquemment sur les quartz, les calcites et les fluorines.

C'est au même type qu'appartient un gîte ouvert au milieu d'une paroi de protogine près du Tiefengletscher et d'autres, plus petits, qui s'ouvrent entre le Mittler Feldschir et le Nünistock. Dans le premier, les concrétions de galène, du reste rares, sont couvertes d'une incrustation de Laumontite et de Wulfenite ; dans les seconds le sable qui remplit le milieu de l'ouverture est formé essentiellement par un mélange de chlorite rougeâtre du type de la leptochlorite et de chlorite verte ; l'apatite y forme de très petits cristaux clairs avec $(10\bar{1}0)$, $(11\bar{2}1)$, (0001) , $(31\bar{4}1)$.

Au Galenstock on rencontre une variété de ce type, qui établit une transition aux gîtes qui existent à l'W de l'Aar et au S du Grimsel. Les quartz fumés contiennent ici de nombreux cristaux d'épidote ; d'autre part, la roche ambiante décomposée renferme de petits échantillons d'anathase bleue et de Brookite jaune.

Une autre variété de ce même type, qui se rapproche cette fois des gîtes inclus dans le gneiss d'Urseren, se trouve dans la partie inférieure du Göschenenthal et dans les Schöllenen. La calcite, particulièrement abondante ici, se rencontre non seulement dans la zone périphérique de quartz, mais aussi dans l'intérieur, où elle enveloppe de ses grands cristaux rhomboédriques la fluorine. L'apatite est en quantité relativement grande. La grotte qui s'ouvre sur le flanc E du Sandbalmstock, ainsi que les gîtes mis au jour par les travaux du tunnel du Gothard et étudiés par M. Stapff appartiennent à cette variété. Dans le tunnel les quartz ne sont pas fumés, comme c'est généralement le cas dans les

gîtes profonds ; l'apophyllite y apparaît en petits cristaux bien formés.

Il faut classer dans une seconde catégorie les gîtes minéraux qui sont inclus dans la protogine au-dessus du glacier de l'Alpligen dans le Göschenenthal, sur le flanc du Plattenstock, à la Riedmatt et au-dessus de la route du Grimsel près du point appelé Sommerloch. Ces gîtes se distinguent des précédents par la quantité beaucoup moindre de calcite et de sable chloriteux qu'ils renferment. La fluorine et les zéolithes sont très rares ici ou manquent complètement ; l'élément essentiel est le quartz en grands cristaux fumés ou blancs ; l'adulaire et l'apatite s'y rencontrent en petite quantité. A la Riedmatt l'épidote forme des zones concentriques d'inclusions dans les quartz et des incrustations sur ceux-ci.

Une troisième catégorie de filons comprend ceux dans lesquels la calcite, la chlorite rouge et la fluorine sont rares, tandis que l'adulaire et les zéolithes sont abondants, ainsi que l'épidote. L'hématite s'y trouve en général en petite quantité formant des rosettes sur les quartz ; la pyrite s'y rencontre sous forme de petits hexaèdres ; des gerbes de Stilbite s'y développent, soit sur les autres minéraux, soit sur la roche même. Des gîtes de cette nature se trouvent sur l'arête qui descend du Bächistock vers le Fellithal, dans le Fellithal supérieur, à la Fellilücke et dans le Rienthal. Des gîtes à caractères transitoires existent à la Haselgadenkehle, à la Göschenalp et à l'Aelpli dans le Fellithal.

Lorsque la protogine contient une certaine proportion d'amphibole le caractère des gîtes change ; les zéolithes (stilbite, skolésite, chabasite, heulandite) sont très abondants ; l'albite y forme en grand nombre de petits cristaux transparents ; l'hématite, l'apatite et la chlorite verte y sont rares. Tel est le caractère en particulier des gîtes de l'arête du Schattiger Wichel et du versant occidental du Val Strim supérieur.

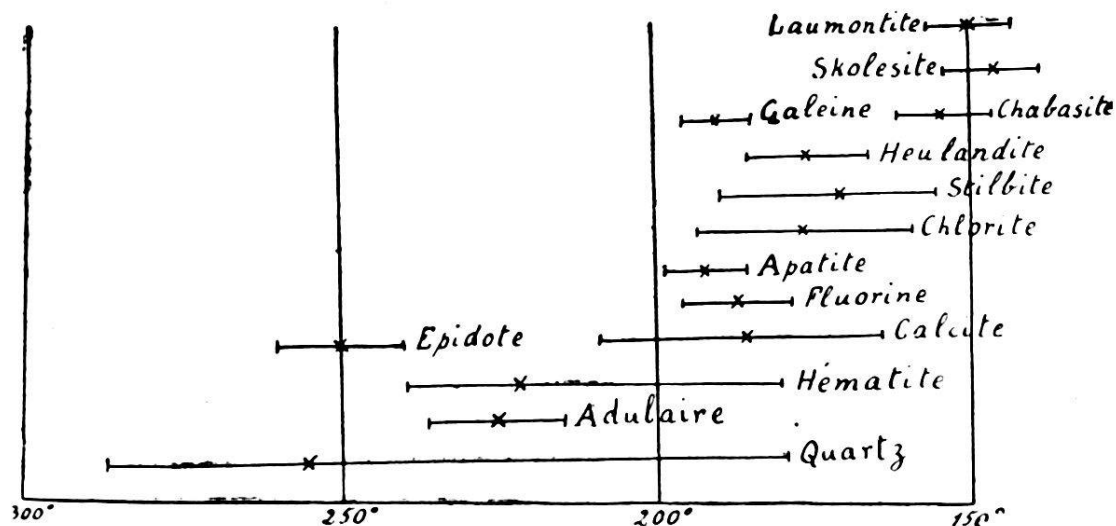
Ce qui frappe dans tous les gîtes minéraux inclus dans la protogine du Gothard, c'est d'abord le fait que la roche ambiante n'est décomposée que dans le voisinage immédiat de la fissure, ensuite le fait que les minéraux y ont cristallisé dans un ordre bien déterminé : d'abord le quartz et l'adulaire, puis la calcite, puis les zéolithes. Il paraît donc vraisemblable que la cristallisation a eu pour cause le refroidissement du dissolvant et non son évaporation. D'autre part, les relations évidentes qui existent entre la nature de la roche et celle des gîtes inclus montrent que les éléments

de ceux-ci ont été empruntés presque entièrement à celle-là. Le dissolvant a été sans aucun doute l'eau chargée d'oxygène et d'acide carbonique. La chlorite des gîtes provient de la décomposition de la biotite ; le quartz peut résulter en partie de la dissolution du quartz, en partie de la décomposition de la biotite et des feldspaths ; la calcite s'est formée au dépens de l'oligoclase, ce qui explique sa rareté dans les gîtes inclus dans une protogine pauvre en feldspaths calciques.

Il est probable que l'oligoclase attaqué par l'eau chaude et l'acide carbonique se décompose en zoïsite, caolin, sillimanite, mica, albite et quartz, si la quantité d'eau est faible ; si l'eau est au contraire abondante la zoïsite et les micas ne sont plus stables et il se forme, d'une part, de l'albite, de la calcite et du quartz, qui sont immédiatement dissous et entraînés, d'autre part du caolin et de la sillimanite. La présence de la fluorine dans les gîtes s'explique par la teneur appréciable en fluor de la protogine ; quant à l'apatite, elle peut provenir ou bien de l'apatite primaire de la roche, ou bien de la biotite décomposée qui contient du phosphore et du fluor. L'hématite a dû se former au dépens de la biotite ; l'adulaire résulte ou bien de la dissolution de l'orthose et du microcline, ou de la décomposition des plagioclases potassiques. Le plomb de la galène doit avoir été contenu dans les micas de la roche. Les zéolithes sont tous des zéolithes calciques et sont dûs probablement à la réaction d'une solution de carbonate d'alcalis sur des oligoclases frais à une température basse.

Quant au mode de formation des gîtes, l'auteur admet que, lors du plissement de la roche, l'eau d'imprégnation s'est accumulée dans certaines poches où, par le fait d'une pression intense, elle a acquis une température et une tension très élevée, qui lui ont permis d'attaquer la roche ambiante. L'effort orogénique une fois épuisé la température de l'eau s'est abaissée et la cristallisation a commencé entre 400° et 300° d'abord dans les parties étroites des fissures, parce que le refroidissement y était plus rapide ; dans les parties élargies, la température s'abaissant plus lentement, les cristaux se sont formés plus lentement, mais plus parfaitement.

La solution de laquelle se sont cristallisés les minéraux filoniens devait contenir : CO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O . La paragenèse des minéraux cristallisés peut être figurée par le tableau suivant :



Du reste, la succession des minéraux filoniens dépend de la proportion dans laquelle les divers éléments sont contenus en solution dans l'eau ; le quartz peut cristalliser dans l'eau entre 300° et 160° ; si la cristallisation de l'adulaire est limitée ici, cela tient à la faible quantité de feldspath potassique primaire qui est attaqué. L'hématite et l'apatite ne cristallisent plus au-dessous de 180° ; l'épidote ne paraît plus se former au-dessous de 200° ; la chlorite est encore facilement soluble dans l'eau à 190°, elle se dépose entre 190° et 150°. Quant aux zéolithes ils cristallisent aux environs de 130°. La fluorine perd sa couleur rouge vers 175°, cette température correspond à la limite supérieure de la cristallisation. La calcite s'est formée entre 220° et 150°. La galène a cristallisé aux environs de 200°.

M. G. BÆRIS¹ a décrit divers cristaux d'**Anatase** (Octaédrite) découverts par M. Giov. Jori près du petit lac Scipsius sur le versant S du Saint-Gothard, au-dessus d'Airolo. Les cristaux allongés selon (001) atteignent 2 mm. ; ils ont une couleur jaune et un éclat comparable à celui du diamant. Les formes observées sont (111), (115), (117), (101), (107), (5.1.19), (001) ; (111) est fortement prédominant.

M. C. SCHMIDT² a pu étudier un nouveau cristal de **Scheelite** provenant de l'arête N du Mutsch (Etlzlihal). Ce cristal, fixé par une face de la pyramide, a une longueur de

¹ G. BÆRIS. Octaedrite del Scipsius. *Atti. Soc. Ist. di sc. nat. di Milano*, 1901, 40, p. 339-344.

² C. SCHMIDT. Ueber einen zweiten Scheelitkrystall aus dem Maderanerthal. *Zeitschr. f. Krystal. u. Min.*, 1902, B. 36, p. 160.

3 cm. 5; il présente un clivage net suivant (111) et suivant (001). La forme dominante est (111), dont les arêtes sont tronquées par (101); les autres faces observées sont (102) et (131). Le rapport des axes est égal à 1 : 1.5356. L'analyse, faite par M. Hinden, a donné $19.45 \text{ CaO} + 0.49 \text{ MoO}_3 + 79.53 \text{ WoO}_3$, ce qui correspond à une combinaison de 99.32 % de CaWoO_4 et de 0.68 % de CaMoO_4 .

M. L. BRUGNATELLI a eu entre les mains divers minéraux provenant de la Valteline. Dans une première note¹ il décrit des **olivines titanifères** qui forment des veines et des amas dans des blocs de roche serpentino-chloriteuse tombés du massif du Monte Braccia près de Sesia dans le Val Malenco. La découverte d'olivine titanifère dans les serpentines de Malenco, succédant à la découverte récente faite par M. Bøeris du même minéral dans les Alpes piémontaises, semble indiquer qu'il est beaucoup plus répandu dans les Alpes qu'on ne le supposait.

Dans une seconde note, le même auteur² a donné les caractères de plusieurs cristaux de **beryll** provenant de la pegmatite de Sondalo (Valteline). Ces échantillons appartiennent à la variété commune bleu-verdâtre et peu transparente; ils sont partiellement décomposés et renferment de ce fait des inclusions abondantes de mouscovite et de caolin. Dans l'intérieur des grands individus se voient de petits cristaux du même minéral absolument purs d'inclusions.

D'après plusieurs mesures la valeur moyenne de indices de réfraction a été calculée à $\omega = 1.5823$ et $\varepsilon = 1.5762$.

La même pegmatite de Sondalo renferme une assez grande quantité de **zirkon** rouge-brunâtre, en petits cristaux brillants allongés selon (001), qui sont inclus dans tous les éléments de la roche y compris l'apatite. Celle-ci est toujours très abondante et ses cristaux peuvent atteindre jusqu'à 2 cm. de longueur; c'est une apatite fluorée typique avec les indices $\omega = 1.6379$ et $\varepsilon = 1.6349$.

Point de fusion des minéraux. — Nous devons à M. A. BRUN³ une série d'expériences fort intéressantes sur le point

¹ L. BRUGNATELLI. Ueber einen Fundort von Titanolivin im Val Malenco (Veltlin). *Zeitschr. f. Krystal. und Min.*, B. 36, p. 151, 1902.

² L. BRUGNATELLI. Beryll und andere Mineralien der Pegmatite von Sondalo im Veltlin. *Zeitschr. f. Krystal. u. Min.*, B. 36, p. 97-101, 1902.

³ A. BRUN. Étude sur le point de fusion des minéraux et sur les conséquences pétrographiques et synthétiques qui en résultent. *Archives Genève*, t. XIII, p. 352-375.

de fusion de certains minéraux. L'auteur a opéré suivant une méthode nouvelle qu'il décrit en détail et qui est basée sur les principes suivants : 1° il ne doit y avoir aucun contact direct entre le corps sur lequel on expérimente et le four ; 2° tout rayonnement extérieur doit être évité.

D'après les observations de M. Brun, les silicates basiques présentent un point de fusion très net, tandis que les silicates acides restent assez longtemps à l'état pâteux avant de couler. Si le point de fusion coïncide en général avec le point de destruction du réseau cristallin, cela n'est pas toujours le cas ; ainsi, la trémolite, qui est détruite à 1090°, ne fond qu'à 1270° ; les minéraux hydratés, ainsi que certains minéraux métamorphiques présentent la même particularité. La destruction du réseau cristallin se manifeste, tantôt par une opacité du cristal, tantôt par une fissuration, tantôt par une véritable pulvérisation.

M. Brun a pu déterminer pour soixante minéraux le point de fusion et le point de destruction du réseau cristallin, dont il donne la liste accompagnée de renseignements sur l'aspect de la masse fondue. Les résultats qu'il a obtenus peuvent servir soit à déterminer la température maximum d'une lave fondue d'après le point de fusion des minéraux de première consolidation qu'elle contient, soit à reconnaître l'ordre de consolidation des éléments constitutifs d'une même roche. A propos du second point il faut remarquer que les silicates basiques présentent une tendance marquée à cristalliser ; les spinelles magnésiens, le zircon, le fer chromé se forment déjà à 2000°, tandis que le péridot et l'anorthite ne cristallisent qu'à une température plus basse et que l'augite ne se forme qu'à 1230°. On peut dire que l'immense majorité des minéraux des laves basiques cristallisent entre 1900° et 1200°.

Dans les laves acides la tendance beaucoup plus faible des éléments à cristalliser détermine la formation d'une proportion beaucoup plus importante de verre et de structure sphérolithique. Partant de l'opinion admise que les ponce et les liparites sont des dérivés de l'obsidienne, dont elles se distinguent par le départ partiel de l'eau primitivement incluse dans le verre et qu'il y a relation entre le départ de l'eau et la cristallisation des sphérolithes, M. Brun a exposé pendant sept jours à une température de 700° à 750° un fragment d'obsidienne et a réussi de cette façon à le transformer en liparite. En se basant sur cette expérience, il admet que le processus de formation des roches acides doit se faire en deux temps : a) création sous pression d'un verre

hydraté, colloïde, capable de supporter sans se décomposer une température de 830° ; b) abaissement de la température et vers 800° réaction mutuelle des silicates acides contenant le groupe SiO_2H et de l'hydrate KOH . Si le magma d'obsidienne est soumis à une température supérieure à 830° il se transforme en ponce ; s'il se refroidit lentement entre 830° et 750 il y a départ d'eau, cristallisation d'autant plus accusée que l'abaissement de température est plus prolongé et formation de liparite ; si enfin le refroidissement est brusque, le magma se solidifie sous forme d'obsidienne.

Les mêmes principes permettent d'expliquer la présence d'inclusions liquides avec corps en solution dans les quartz des granits, l'apparence de deuxième consolidation des quartz qui moulent les cristaux de feldspath, et la présence dans les roches acides de micas fluorés. Ils concordent du reste avec les expériences de MM. Friedel et Sarasin et de M. Hautefeuille sur la cristallisation du quartz et de l'orthose.

Pétrographie.

Massifs centraux. — Nous devons à M. A. BALTZER ¹ une courte notice concernant la **géologie du massif de l'Aar**. La première partie de cette étude est consacrée au dynamométamorphisme des formations sédimentaires et spécialement des calcaires. L'auteur a pu suivre la transformation par la compression du calcaire noir suprajurassique normal en une sorte de brèche, dont les éléments ont pris une teinte grise ou rougeâtre par l'oxydation des parties bitumineuses qu'ils contenaient et sont devenus finement cristallins ; le ciment de cette brèche est représenté par un réseau de veines argileuses rouges ou vertes, étirées, striées par friction et montrant tous les signes d'une pression intense. Ensuite la roche passe à la brèche à coloration intense de Grindelwald, de Seitenwängen, etc....

Lorsque le Malm est plus ou moins marneux et schisteux à l'état primaire, comme c'est le cas pour le niveau de Birrnsdorf et souvent aussi pour le Tithonique, il se transforme par dynamométamorphisme en un marbre schisteux, coloré alternativement en jaune et en rouge et coupé par des plans tapissés de séricite tel qu'on peut en voir un bel exemple dans l'Urbachthal. Ce marbre est caractérisé par

¹ A. BALTZER. Nachlese zur Geologie des Aarmassivs. *Mittheil. der naturf. Gesells. Bern*, année 1901, p. 67-72.

l'abondance des mâcles à lamelles contournées ; il présente en outre un plissottement microscopique intense de toutes ses parties.

Le calcaire pur et compact peut, lorsqu'il est soumis à la pression, simplement modifier sa couleur, qui passe au gris ou au rose et finalement au blanc, et en même temps prendre une structure cristalline d'abord fine, puis de plus en plus grossière. Des exemples de marmorisation de cette sorte existent dans les parois de l'Eiger, au Dossenhorn, au Laubstock, au Plattenkopf. L'auteur réfute ici les arguments de ceux qui veulent voir dans la marmorisation des calcaires un effet de l'action des eaux d'infiltration.

Dans le même travail M. Baltzer décrit la zone de roches aplitiques qui borde la protogine du massif de l'Aar au Mieselen (glacier de Lauteraar).

Ces roches ont à peu près la même composition minéralogique que la protogine, dont elles se distinguent par une teneur plus faible en biotite et surtout par leur grain beaucoup plus fin. On peut les considérer comme des roches éruptives, subséquemment dynamométamorphisées ; leur contact avec le gneiss est nettement filonien, comme Escher et Studer l'ont du reste déjà reconnu.

M. R. HELBLING¹ a consacré son travail de thèse à l'étude des **gîtes métallifères du Mont Chemin (Valais)** et de l'extrémité NE du massif du Mont Blanc. Les roches cristallines du Mont Chemin, tout à fait analogues à celles du Mont Catogne dont elles sont le prolongement, forment sur le versant oriental de la vallée de la Dranse une zone large encore de 6 kilomètres, qui de là se rétrécit rapidement vers l'E et finit par disparaître sous les alluvions du Rhône.

On y distingue du NW au SE :

1° Une zone de gneiss séricitique et chloriteux plongeant de 60° à 80° vers le SE.

2° Un banc de protogine qui recouvre les schistes.

3° Une nouvelle zone de gneiss séricitique reposant sur la protogine et traversée par de nombreux filons de quartz-porphyrès, d'aprites et de granite-porphyrès.

La protogine est énergiquement métamorphisée mécaniquement et chimiquement ; elle ne contient plus ni biotite, ni mica à éclat métallique (phengite d'après M. Schmidt) et est

¹ R. HELBLING. Die Erzlagerstätten des Mont Chemin bei Martigny. Inaug. Diss., Basel, 1902.

par contre très riche en séricite et en chlorite, qui, localement, lui donne une teinte générale foncée. Le quartz y est relativement peu abondant ; les plagioclases sont presque complètement caolinisés ; les cataclases sont très développées ; l'épidote et la calcite sont abondants.

Vers le sommet du Mont Chemin la bande de protogine est divisée en deux par une zone de schistes cristallins dans lesquels s'intercalent des filons de quartz-porphyre, d'aplite et de protogine. L'on a évidemment affaire ici à des apophyses dérivant d'un noyau de protogine qui existe en profondeur. La route qui mène de Chemin à Vence fournit une fort belle coupe à travers ce complexe.

Les gneiss de la zone NW sont finement grenus et très schisteux ; ils se composent essentiellement de lits de chlorite et de séricite séparés par de minces couches de quartz et de feldspath caolinisé. L'injection téléfilonienne, étudiée par M. Duparc pour le massif du Mont Blanc, y est fort bien caractérisée. C'est du milieu de ces gneiss que pointe près du signal de Surfrête un banc de microgranulite toute semblable à celle du massif du Mont Blanc, qui renferme de nombreuses inclusions de schistes et qui forme avec le gneiss tantôt un contact franc, tantôt une transition graduelle.

Près de son contact avec la protogine, le gneiss est comme imprégné par un réseau de filons et de lentilles microgranulitique, qui paraissent être des apophyses de la roche granitique et se distinguent de la microgranulite de Surfrête seulement par leur grain plus fin et leur décomposition plus avancée. En même temps le gneiss s'enrichit en quartz et devient plus grossier ; par place il perd peu à peu sa structure schisteuse et passe graduellement à la protogine. C'est dans cette zone de contact que se trouvent les gisements de fer et de marbre du Couloir Collaud et de chez Large.

Les gneiss de la zone SE sont moins schisteux et plus riches en quartz ; ils sont traversés parallèlement à leur schistosité par d'innombrables filons de quartz-porphyre, dont l'un atteint presque 100 m. d'épaisseur, tandis que d'autres sont réduits à quelques centimètres. Ces porphyres, rendus parfois schisteux par la pression, sont des roches grises, compactes, avec de gros grains de quartz et de nombreuses paillettes de mica ; leur structure est tantôt granophyrique, tantôt microgranitique, tantôt microfelsitique. Outre les filons de quartz-porphyre la zone gneissique SE contient des filons d'aplite et de granite-porphyre et des lentilles de roches amphiboliques. Ces dernières prennent un

développement particulier près de la galerie de la Monnaie ; elles sont constituées par un mélange hypidiomorphe de feldspath et d'amphibole, dans lequel c'est tantôt l'un tantôt l'autre qui prédomine ; le feldspath est toujours très décomposé, tandis que l'amphibole est fraîche. Ces amphibolites peuvent être analoguées absolument avec les formations correspondantes des massifs du Mont Blanc et du Gothard.

Les gisements de fer du Mont Chemin se groupent autour de trois centres principaux situés dans la zone de contact des schistes de la bordure NW avec la protogine ; ce sont les gisements du Couloir Collaud, de chez Large et des Planches, qui ont tous trois été exploités à plusieurs reprises.

Dans le Couloir Collaud, près d'une ancienne galerie située à 1186 m., M. Helbling a relevé de l'W à l'E la coupe suivante, les couches plongeant de 80° au SE :

- 1° Gneiss séricitique.
- 2° Roche amphibolique compacte, pauvre en minéral (1 m.).
- 3° Roche amphibolique schisteuse (0^m5).
- 4° Roche amphibolique compacte, traversée par un réseau de veines d'épidote, de stilpnomélane, de quartz et de calcite, très riche en magnétite en amas lenticulaires (1^m5).
- 5° Gneiss séricitique.

Un peu plus bas un banc de marbre s'intercale dans les amphibolites et prend la place du minéral de fer ; puis, à l'altitude de 1059 m., apparaît un second banc de marbre et d'amphibolite à magnétite, dans lequel le calcaire marmoreen épais de 1^m5 est intercalé entre deux zones amphiboliques et ferrifères.

Au-dessus de la galerie de 1186 m., le banc d'amphibolite augmente d'épaisseur, puis il s'y intercale des bandes de marbre qui, prenant toujours plus d'importance, finissent par le remplacer complètement. Il y a donc dans tout le Couloir Collaud une liaison intime entre les marbres et les amphibolites ferrifères.

L'ancienne mine de fer de chez Large se trouve dans le prolongement du Couloir Collaud au-dessus du village de Chemin et montre une disposition analogue. On peut reconnaître ici quatre bancs de marbre et trois zones d'amphibolite ferrifère, mais les affleurements très limités ne permettent pas de déterminer les relations entre calcaires et amphibolites. Quant à la mine des Planches, située plus

au NE, on y a exploité entre 1842 et 1855 un banc d'amphibolite ferrifère de 3 à 4 m. d'épaisseur sur 30 à 40 m. de longueur.

Les gneiss de la bordure SE contiennent à l'W de Vence une lentille de 40 à 60 cm. d'épaisseur d'une roche composée essentiellement d'augite, d'épidote et de hornblende et contenant une quantité importante de blende et de magnétite, qui a été exploitée également. Les schistes gneissiques sont eux-mêmes imprégnés par places de magnétite.

Le marbre des mines de fer est holocristallin, à grain moyen, schisteux ; il renferme toujours du quartz, qui forme par places des amas lenticulaires ; dans ses parties latérales il contient des lits minces de hornblende, d'idocrase et d'épidote qui, devenant toujours plus nombreux vers l'extérieur, établissent un passage graduel à l'amphibolite.

Les amphibolites magnétiques sont des roches vert-foncé, à grain fin, contenant de 24 à 26 % de fer et formées essentiellement de hornblende (glaucophane) avec de l'épidote, du stilpnomélane, de l'apatite, de la magnétite et de la pyrite. Dans certaines parties la magnétite devient tout à fait prépondérante et forme jusqu'au 70 % de la roche.

L'auteur a fait une étude spéciale du stilpnomélane qui existe soit dans l'amphibolite compacte sous forme de fibrilles, soit dans les nombreuses cavités de la roche sous forme de prismes et de lamelles. Ce minéral, qui ne montre jamais de formes cristallographiques, possède un clivage très net suivant un plan ; son poids spécifique est de 2.7 à 2.8 ; il est brun et à peine translucide en sections très minces ; son pléochroïsme est très marqué et ses propriétés optiques rappellent celles de la biotite. L'analyse faite par M. Hinden a donné : SiO_2 45.80 %, Al_2O_3 8.59 %, Fe_2O_3 10.42 %, FeO 19.36 %, MgO 4.19 %, CaO 0.60 %, Na_2O 0.42 %, K_2O 2.38 %, H_2O 9.10 %.

Quant à l'origine des marbres et des amphibolites du Mont Chemin, l'hypothèse la plus probable est celle d'après laquelle ces formations feraient partie intégrante de la série cristallophyllienne dans laquelle elles sont incluses. La minéralisation peut être due à l'intrusion d'un magma éruptif, mais il n'est pas possible d'établir une liaison évidente entre elle et la venue de la protogine.

Outre les mines de fer, le Mont Chemin est connu aussi par ses mines de plomb. Sur le versant oriental de la Tête des Econduits entre Chemin et les Planches, dans la zone des schistes injectés qui sépare les deux bancs de protogine,

s'intercalent parallèlement à la schistosité de grandes lentilles de quartz, qui contiennent des veines assez importantes de galène et en quantité plus faible de la blende et de la malachite. D'autre part, l'ancienne mine des Trapistes dans la vallée de la Dranse appartient à la zone gneissique SE; l'on a affaire ici à un filon de quartz, digité, qui traverse un gneiss séricitique parallèlement à la schistosité et qui contient de la galène associée à de la baryte. Un filon tout semblable se retrouve dans le prolongement exact de la mine sur le flanc N du Catogne; du reste l'analogie de ces gîtes avec ceux du Goppenstein dans le Lötschenthal et de Steinberg dans la vallée de Lauterbrunnen est évidente.

Dans la **série cristallophyllienne des Aiguilles Rouges** s'intercalent des traînées parallèles et discontinues d'amphibolites et d'éclogites qui sont surtout bien développées autour du lac Cornu, entre la Flégère et Planpraz, au Col de Bérard et dans le voisinage du lac Noir. Ces roches basiques, incluses dans des micaschistes granulitisés, sont recoupées par places par des filons de granulite. C'est de l'ensemble de ces roches granulitiques et amphiboliques que M. E. JOUKOWSKY¹ a fait une étude très intéressante. Il a décrit successivement les spécimens suivants :

1° Une granulite à grain fin sans élément noir. Cette roche est formée essentiellement de quartz, d'orthose en grandes plages micropertitiques et d'albite avec très peu d'oligoclase et de mouscovite et comme minéraux accessoires du zircon et du grenat. Elle présente la composition suivante : SiO_2 70.26 %, Al_2O_3 16.33, CaO 3.75, K_2O 4.18, Na_2O 5.95 avec des traces de fer et de magnésie.

2° Une granulite très riche en quartz avec une structure granulitique plus franche que la précédente.

3° Une granulite à amphibole. L'orthose est moins abondante que dans les types précédents et les plagioclases sont compris entre l'oligoclase et l'andésine; l'amphibole (hornblende commune) est irrégulièrement répartie et fréquemment corrodée. La composition chimique est la suivante : SiO_2 66.98 %, Al_2O_3 14.92, Fe_2O_3 4.28, CaO 3.33, MgO 1.58, K_2O 3.87, Na_2O 6.12.

4° Une roche amphibolique et micacée. Cette roche formée de quartz en grandes plages de dernière consolidation, d'or-

¹ E. JOUKOWSKY. Sur les éclogites des Aiguilles Rouges. *Archives*, t. XIV, p. 151-171 et 261-281.

those prédominant sur les plagioclases, d'albite et d'oligoclase, renferme de grands cristaux de hornblende et comme minéraux accessoires de la magnétite et du zircon. La teneur en silice est de 52.28 %, la chaux prédomine sur la magnésie et la soude est beaucoup plus abondante que la potasse.

5° Une amphibolite foncée. Le quartz forme des plages intrusives ou des filonets recoupant les autres minéraux ; les feldspaths, très décomposés, paraissent être compris entre l'oligoclase et l'andésine. L'amphibole (hornblende commune) est très abondante. La Seybertite et le chrysotile sont richement représentés ; la magnétite et le leucoxène constituent les éléments accessoires. L'analyse chimique a donné : SiO_2 46.09 %, Al_2O_3 17.86, Fe_2O_3 0.77, FeO 13.66, CaO 7.97, MgO 6.95, K_2O 0.68, Na_2O 4.71.

6° Un micaschiste à biotite rouge intercalé entre deux zones amphiboliques. La biotite n'a jamais de contours ; le quartz forme de grandes plages et des traînées de plages plus petites ; l'orthose, qui est associée au quartz, prédomine sur les plagioclases (albite-oligoclase). Les minéraux accessoires sont le grenat, la magnétite et le rutile. La composition chimique est la suivante : SiO_2 56.84, Al_2O_3 22.16, Fe_2O_3 1.58, FeO, 4.44, CaO 3.08, MgO 3.47, K_2O 3.44, Na_2O 2.46.

7° Une éclogite constituée par une masse pyroxénique empiétant de gros cristaux de grenat. Le quartz forme des filonets ou des grains disséminés dans le pyroxène ; le feldspath est peu abondant et localisé autour des grenats ; le pyroxène paraît avoir été corrodé par le quartz et est constellé de points d'ouralitisation ; il doit rentrer dans le groupe du diopside quoiqu'il contienne un peu d'alumine (5 %). L'amphibole, moins abondante que le pyroxène, forme deux variétés, dont l'une paraît dériver du pyroxène, l'autre du grenat. Le grenat participe à la fois du grossulaire, du pyrope et de l'almandine ; il forme de gros grains entourés par une zone d'amphibole, de quartz et de feldspath.

8° Une éclogite riche en amphibole, relativement pauvre en pyroxène et en grenat. Le quartz forme des enchevêtrements pegmatoïdes avec le pyroxène ; le feldspath se rencontre en nombreux petits cristaux décomposés et indéterminables ; le grenat est partiellement décomposé en un aggrégat d'amphibole et de feldspath et le pyroxène est partiellement transformé en amphibole ; on peut donc admettre

que la masse était primitivement formée de grenat et de pyroxène, qui ont tous deux été décomposés en partie par suite probablement de l'intrusion de la granulite.

9° Une roche formée essentiellement d'amphibole et de grenat.

10° Une roche constituée par de grands cristaux de hornblende d'ouralitisation entourant des associations de hornblende, de feldspath et de quartz et traversée par des filons blancs de quartz et de feldspath.

11° Une roche amphibolique contenant peu de grenat et de pyroxène et coupée par de nombreux filons de quartz et de feldspath, qu'on peut considérer comme une éclogite ouralitisée.

12° Un micaschiste voisin du N° 6, mais avec des biotites plus grandes, qui se trouvait en contact avec l'amphibolite granatifère.

En examinant plus particulièrement les types basiques de cette série, on est frappé d'abord du fait que, malgré la basicité de la roche, les feldspaths sont toujours compris entre l'andésine et l'oligoclase ; or, comme ces feldspaths se trouvent fort souvent associés au quartz dans des filonets coupant la roche, il est justifié de les attribuer avec le quartz à un apport secondaire. D'autre part, tandis que les éclogites traversées par des filons exclusivement quartzeux n'ont pas subi de transformation, on constate un passage du pyroxène à l'amphibole dans toutes les éclogites affectées par une intrusion feldspathique. Dans le but d'éclaircir la question des relations qui pourraient exister entre la venue du feldspath et la formation de l'amphibole, M. Joukowsky a entrepris un patient triage du grenat, du pyroxène et de l'amphibole contenus dans une éclogite et a analysé séparément ces trois minéraux, ce qui lui a donné :

	Grenat.	Pyroxène.	Amphibole.
SiO ₂	37.37	51.28	42.14
Al ₂ O ₃	21.52	5.00	6.44
Fe ₂ O ₃	—	2.95	14.93
FeO	28.32	9.58	13.31
CaO	7.85	19.17	11.88
MgO	5.37	11.93	10.05
K ₂ O	—	—	0.34
Na ₂ O	—	—	1.33
P. au F.	—	0.49	0.80
	100.43	100.40	101.20

Ainsi l'amphibole se distingue du pyroxène par la présence d'alcalis et par sa teneur plus forte en alumine. Ce fait vient appuyer l'hypothèse d'une ouralitisaiton provoquée par l'intrusion d'un magma feldspathique, qui est encore confirmée d'autre part par la présence dans le voisinage de la granulite de couches de passage ayant l'aspect de pegmatites à grands cristaux d'amphibole.

Alpes méridionales. — M. CHR. TARNUZZER¹ a étudié spécialement au point de vue technique le **gisement d'asbest de l'Alp Quadrato près de Poschiavo** (Grisons). L'asbest, associé à des roches serpentineuses, est inclus dans un complexe de gneiss, de schistes micacés, chloriteux et talqueux qui, au-dessous du Col de Canciano, s'intercale entre deux bandes de Trias. Les serpentines, qui atteignent une épaisseur de 500 à 700 m., s'étendent depuis l'Alp Quadrato vers l'E dans le massif compris entre le Val Quadrato et le Val Canciano et jusque vers Lanzada et le Val Malenco en Italie.

La serpentine et l'asbest ont fait l'objet d'une étude pétrographique de la part de M. BODMER-BEDER². La serpentine présente des variations importantes; l'une de ses variétés, qui provient de l'exploitation N° 5 de l'Alp Quadrato, est une roche gris-verdâtre, de structure primitivement grenue, qui renferme de nombreuses intercalations d'asbest. Les minéraux primaires essentiels devaient être la bronzite, l'olivine et le diopside, mais la roche a été transformée en grande partie en une masse finement lamelleuse ou fibreuse, cataclastique par places, de serpentine-antigorite dérivée du pyroxène, de serpentine-chrysotile dérivée de l'olivine, de hornblende secondaire, de bastite, de pyroxène monoclinique secondaire dérivé probablement du pyroxène primaire et de magnétite.

L'asbest, intercalé dans la serpentine en lits tantôt minces, tantôt épais de 10 à 12 cm., a un éclat argenté ou bien une teinte qui varie du jaune-verdâtre au gris-brunâtre. Il forme des fibres qui peuvent avoir jusqu'à 60 cm. de longueur et est constitué essentiellement par un mélange de chrysotile et de bastite en cristaux orientés parallèlement; la trémolite en petites aiguilles y est peu abondante; du reste les quantités relatives de ces trois éléments varient suivant les régions de la roche serpentineuse.

¹ CHR. TARNUZZER. Die Asbestlager der Alp Quadrata bei Poschiavo. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, 1902, p. 217-223.

² A. BODMER-BEDER. Der Malencoserpentin und seine Asbeste auf Alp Quadrato bei Poschiavo. *Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal.*, 1902, p. 488-492.

Aérolithes.

Le 30 novembre 1901, un aérolithe est tombé à Châtillens, dans la vallée de la Broye, et trois fragments en ont été retrouvés presque immédiatement par M. DÉCOSTERD, forestier cantonal. D'après les renseignements récoltés par M. M. LUGEON¹, nous savons que cet aérolithe, du poids total de 705 grammes, est un sporadosidère ; sa densité est de 3.20 ; les grains métalliques y sont nettement visibles à l'œil nu.

Ce météorite a d'abord été aperçu à l'Etivaz, puis au-dessus d'Ollon et dans la vallée de l'Eau froide, avec une direction EW, puis, arrivé au-dessus de Châtillens, il a éclaté une première fois ; sa direction était ici S-N ; il a continué sa marche vers Moudon où de nouveaux éclatements se produisirent vers Payerne et vers Avenches.

M. E. COHEN² a fait un nouvel examen du **météorite de Rafrüti** (Emmenthal). N'ayant pas pu me procurer la publication de M. Cohen, je me contente de la citer ici.

III^e PARTIE — GÉOLOGIE DYNAMIQUE

Actions et agents externes.

SOURCES ET EAUX D'INFILTRATION.

Chacun sait que les **venues d'eau excossivement abondantes dans le tronçon S du tunnel du Simplon** ont constitué une des grosses difficultés de l'entreprise. M. H. SCHARDT³, qui a longuement étudié la question, a résumé ses observations dans une note communiquée à la Société vaudoise des sciences naturelles et plus spécialement dans un rapport adressé à la direction de l'entreprise⁴.

¹ M. LUGEON. L'aérolithe de Châtillens. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVIII. C. R. de la séance du 4 déc. 1901. Voir aussi *Le Globe*, organe de la Soc. géogr. de Genève, Bulletin, t. XLI, p. 36-38.

² E. COHEN. Das Meteoreisen von Rafrüti im Emmenthal. *Mittheil. des naturw. Vereins f. Neupommern und Rügen*, 34, 1902.

³ H. SCHARDT. Résultats géologiques obtenus par le percement du tunnel du Simplon. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVI. C. R. de la séance du 19 fév. 1902.

⁴ H. SCHARDT. Rapport sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. Imprimerie Corbaz, Lausanne, 1902.

De ces deux publications, nous extrayons les renseignements qui suivent :

Sur presque tout le parcours du tunnel à travers le gneiss d'Antigorio les venues d'eau ont été peu abondantes et en général éphémères malgré le caractère essentiellement perméable de la roche, qui est coupée par d'innombrables fissures capillaires. Ce n'est qu'à partir du kilom. 3.830 que des sources importantes ont commencé à jaillir du gneiss à 500 m. du contact entre celui-ci et les calcaires sous-jacents ; en outre, le fait que plusieurs d'entre elles sont chargées de sulfate de chaux montre que le niveau collecteur de ces eaux n'est pas le gneiss, mais la zone de calcaires qui affleure sur le flanc E du Teggiolo et qu'on retrouve dans le tunnel au kilom. 4.330 plongeant sous le gneiss.

La sortie des eaux s'est faite sur une longueur de 600 m. dont 100 seulement dans les calcaires ; la plus volumineuse des sources provient pourtant de ces derniers. L'on a compté 41 sorties d'eau distinctes dans chaque galerie ; leur température s'est abaissée graduellement, tombant de 28° qu'elle était pour les premières sources importantes au kilom. 3.824, à 13° pour les sources sorties au kilom. 4.4. Leur degré de dureté s'est montré très variable atteignant 72° dans une eau jaillissant au kilom. 4.425 et réduit à 12° dans une source du kilom. 4.068 ; d'une façon générale, les eaux sortant des calcaires sont plus dures que celles qui sortent du gneiss.

Toutes les sources ont subi un abaissement progressif de leur température et une augmentation de leur dureté ; la généralité du phénomène indique que les eaux qui se déversent dans le tunnel proviennent non pas de venues d'eau permanentes, mais d'une sorte de réservoir d'eau remplissant les fissures et les vides des calcaires. L'infiltration doit se produire sur les flancs du Teggiolo et dans la dépression de Vallé, où affleurent les schistes calcarifères et les calcaires cristallins. De là les eaux descendaient dans les calcaires, qu'elles imprégnaient ; le débordement de cette nappe souterraine devait se faire par les sources de Nembro sur la rive droite de la Cairasca à 700 m. au-dessus du niveau du tunnel. Ces sources qui, le 29 octobre 1901, avaient encore un débit de 6000 litres avaient complètement tari le 3 décembre suivant, pendant que celles voisines de la Prese de Gebbo n'avaient subi aucune modification. Tandis que les eaux de Nembro ne renferment pas de sulfate de chaux, celle de Gebbo sont au contraire gypsifères ; ce contraste, qui

se retrouve entre les diverses sources du tunnel, s'explique par le fait que les eaux d'infiltration doivent occuper un système de lacunes plus ou moins indépendantes ; c'est pour la même raison que certaines sources ont subi des modifications dans leur composition par suite de changements dans la circulation des eaux souterraines qui les alimentaient.

Les infiltrations considérables qui traversent les calcaires et le gneiss voisin ont naturellement provoqué un abaissement très marqué de la température de la roche qui, par place, est de 20° inférieure à la normale. Par contre l'eau se réchauffe à mesure qu'elle descend, elle devient moins dense et tend par ce fait à remonter. Ainsi s'est établie une circulation continue, qu'on peut comparer à celle qui se produirait dans un gigantesque thermosiphon, et qui a permis aux eaux souterraines de corroder énergiquement les calcaires qu'elles traversent.

Le rapport de M. Schardt est accompagné d'un profil à travers la partie méridionale de la chaîne du Simplon, rectifié d'après les observations faites dans le tunnel jusqu'en février 1902.

M. A. ROTHPLETZ¹ a cherché à déterminer l'origine des sources ferrugineuses de Saint-Moritz et à expliquer en particulier leur teneur importante en carbonate de chaux qui étonne, étant donné que ces eaux sortent du granite.

Pour comprendre l'origine de ces sources il faut tenir compte de la tectonique compliquée de la région ; en effet, l'Engadine est traversée par le grand chevauchement du Rhæticon, qui a provoqué le recouvrement sur une vaste étendue des chaînes de l'W, par une nappe venue de l'E. La série autochthone dans cette région est formée par un complexe cristallophyllien de granite, de gneiss, de micaschistes, de marbres et de schistes métamorphiques anciens, sur lequel reposent en discordance les couches intensément disloquées du Verrucano de la Röttdolomit, du Lias et probablement du Flysch. C'est sur ces formations sédimentaires que vient chevaucher la nappe rhétique, formée de granite, de gneiss, de Sernifite et de Verrucano, le recouvrement se faisant suivant un plan peu incliné.

Après le chevauchement, un effondrement en graben s'est produit et il est probable que les zones de fracture qui déli-

¹ A. ROTHPLETZ. Ueber den Ursprung der Thermalquellen von St-Moritz. *Sitzungsber. d. math. phys. Klasse der Kgl. bayr. Akad. der Wissens.*, B. XXXII, H. 2, S. 193-207, 1902.

mitent la partie affaissée sont devenues le siège de dégagements d'acide carbonique venant de la profondeur. L'eau des sources provient vraisemblablement de la zone sédimentaire autochthone recouverte par la nappe rhétique, et sa composition résulte tout naturellement de celle des éléments de cette zone et en particulier du Rötidolomit.

D'après une étude de M. H. SCHARDT¹, les **sources de la Noiraigue** doivent débiter la totalité des eaux du synclinal des Ponts ; leur point d'émergence est déterminé par une faille transversale, qui met en contact l'Argovien de la lèvre SW et le Séquanien de la lèvre NE ; il correspond au point le plus bas où les calcaires séquaniens affleurent dans la vallée.

D'autre part, M. A. DUBOIS² a coloré à deux reprises avec de la fluorescéine les eaux qui s'engouffrent dans l'entonnoir du Voisinage à 1 km. à l'W des Ponts et a attendu la coloration aux **sources de la Noiraigue**. Lors du premier essai effectué le 4 mai 1901 la coloration n'est apparue que huit jours et douze heures plus tard à Noiraigue ; lors du second essai effectué le 26 juillet 1901, au début d'une série de violents orages succédant à une période de sécheresse, le trajet souterrain n'a duré que six jours et douze heures. Dans les deux cas la coloration n'a reparu que très affaiblie.

COURS D'EAU.

Nous devons à M. J. BRUNHES³ une étude d'ensemble sur la **genèse des marmites de géant** et sur le rôle joué par les tourbillons dans l'affouillement des eaux courantes.

Le point de départ de ce travail est un examen approfondi des cataractes ou plus exactement des rapides du Nil. Ceux-ci, occasionnés par la présence de barres transversales de roches granitiques et de grès durs, sont en effet attaqués par le fleuve d'une façon fort instructive. A la cataracte d'Assouan, le lit est semé de saillies arrondies qui, aux basses eaux, forment autant d'îlots et dont la surface très irrégul-

¹ H. SCHARDT. Conditions géologiques des sources de la Noiraigue. *Archives Genève*, t. XIII, p. 513, 514.

² A. DUBOIS. Deux essais de coloration de la Noiraigue à la fluorescéine. *Archives Genève*, t. XIII, p. 511-513.

³ J. BRUNHES. Le travail des eaux courantes, la tactique des tourbillons. *Mém. de la Soc. frib. des sc. nat. Géologie et géographie*, t. II, p. 153-224.

lière est semée de multiples marmites de géant, en partie très profondes. Celles-ci présentent presque toutes le type de marmites inachevées avec un fond relevé au milieu en une saillie conique et une dépression annulaire périphérique ; elles sont souvent éventrées latéralement ou décapitées ce qui en facilite l'étude. Le remplissage qui les comble en partie se compose essentiellement de sable fin et ne contient jamais aucune grosse pierre arrondie ou meulée. Ce fait paraît démontrer que ce n'est pas une meule, comme on l'admet généralement, mais que ce sont des graviers fins et des sables qui opèrent le creusement des marmites ; les pierres, étant d'autant plus lourdes qu'elles sont plus volumineuses, ne peuvent plus à partir de certaines dimensions être mises en mouvement par les eaux, aussi, loin d'activer l'œuvre des tourbillons, elles la ralentissent et peuvent même l'arrêter complètement en s'accumulant sur le fond.

Passant ensuite aux vallons du versant N des Alpes, M. Brunhes examine successivement les gorges de l'Aar en amont de Meiringen, celles de la Tamina et celles du Trient. Dans les gorges de l'Aar, à travers la colline du Kirchet, dont M. Lugeon a montré récemment l'âge peu ancien et le caractère épigénétique, les traces de marmites de géant sont nombreuses en particulier dans la « grosse Enge et la Nasenenge » ; certaines marmites ayant eu un diamètre plus grand que la largeur de la gorge, elles se marquent nettement sur les deux parois opposées. Lorsque plusieurs tourbillons à petit rayon ont été remplacés à un moment donné par un mouvement giratoire unique et plus ample, les marmites multiples et limitées du début se fusionnent en une seule ; inversement on peut voir de grandes marmites dont le fond est creusé de plusieurs marmites plus petites. Enfin, autant qu'on peut en juger il semble que la plupart des marmites offraient le type achevé à fond concave. Les mêmes caractères s'observent dans les anciennes gorges abandonnées de la Finstere-Schlucht et de la Trockene-Schlucht. Ainsi partout ce sont les tourbillons créateurs de marmites qui ont été le facteur essentiel du creusement du lit du fleuve.

Les gorges de la Tamina se trouvent à 5 km. au S de Ragatz au milieu des grès du Flysch ; ici encore on peut voir de nombreuses traces de marmites, dont plusieurs ont dû atteindre une très grande taille. Ces gorges, qui ont une origine identique à celles de l'Aar et qui correspondent

comme celles-ci à un tronçon épigénétique, ont par place des parois surplombantes, qui se rejoignent même en forme de voûte à la Naturbrücke entre Pfäfers et Valens. Par le fait de la nature du terrain encaissant moins favorable, les formes sont ici moins pures qu'au Kirchet ; on peut voir quelques exemples très réduits de cavernes, un phénomène qui prend un grand développement dans les gorges qui traversent des terrains fissurés.

Dans les gorges du Trient, creusées dans les schistes cristallins, les traces de marmites ne sont plus visibles que sur les parties inférieures des parois ; à partir de 5 ou 6 m. au-dessus du niveau de l'eau les formes primitives ont été rabottées par le glacier et toute la partie supérieure des parois a été démolie.

Le creusement de cette gorge remonte donc en grande partie à une époque antérieure à la dernière glaciation.

M. Brunhes décrit ensuite plusieurs gorges en voie de formation. Le Trümmelbach, qui descend des glaciers de l'Eiger et de la Jungfrau et qui se jette par une cascade dans la vallée de la Lutschine en amont de Lauterbrunnen, s'est creusé au-dessus de sa chute une gorge dans laquelle le travail des tourbillons est bien net ; l'eau y coule sur une sorte d'escalier avec des paliers séparés par des rapides ; chaque palier est en voie de recul et laisse devant lui un sillon étroit bordé par deux parois toutes marquées de vestiges de marmites. Le Dündenbach, affluent de la Kien, franchit, avant de se joindre à celle-ci, la haute falaise calcaire qui entoure la dépression de Tschingel et se creuse dans ces calcaires une gorge divisée aussi en paliers, entre lesquels les vestiges de marmites sont très abondants. Sur le bord d'un palier, duquel tombe une importante cascade, on peut voir, à côté des goulets par lesquels s'écoule la plus grande partie de l'eau, une grande cuve de 8 m. de diamètre et deux coupes plus petites, dans lesquelles s'engouffre et tourbillonne une partie du torrent. Ainsi en amont de sa chute l'eau non seulement creuse son lit et prépare le recul de la cascade, mais encore élabore sur le flanc de son lit principal une chaîne de marmites qui en se développant provoqueront l'élargissement du couloir. Du reste ce progressus de l'agrandissement du chenal par la création d'une chaîne latérale de marmites paraît être fréquent.

Si l'intervention des tourbillons dans le creusement des gorges de formation récente n'est pas plus souvent manifestée d'une façon évidente, cela tient d'abord à la nature de

certaines roches, qui sont trop peu cohérentes pour laisser aux marmites le temps de s'approfondir avant que leurs bords ne cèdent à la poussée de l'eau. Ensuite les formations tendres ou traversées par des diaclases se démolissent à mesure que le creusement s'effectue et ne peuvent donc pas conserver les formes imprimées par l'érosion tourbillonnaire. Mais si la nature du sol influe forcément sur le travail des eaux courantes, on peut admettre comme certain que le creusement dans les roches résistantes est effectué en grande partie par les tourbillons. Les chaînes de marmites se transforment en gorges étroites et profondes ; ensuite, par le fait de l'exhaussement des parois, celles-ci sont attaquées par les eaux de ruissellement, qui, en les démolissant, élargissent la partie supérieure de la gorge et y font disparaître les traces de marmites.

Il est deux cas cependant où le travail tourbillonnaire est presque nul, d'abord lorsque l'eau ne charrie pas de sable, l'outil essentiel de la formation des marmites, ensuite lorsque parmi les éléments charriés se trouve une proportion importante d'éléments grossiers qui, étant trop lourds pour être mis en mouvement par les tourbillons, encombrant les marmites et arrêtent leur approfondissement.

La constatation de l'intervention si puissante de l'érosion tourbillonnaire dans le creusement des gorges permet de laisser de côté l'hypothèse d'après laquelle ces gorges correspondraient à d'anciennes fentes élargies par l'érosion, hypothèse qui du reste s'est montrée insuffisante dans un grand nombre de cas.

M. Brunhes termine son travail par quelques considérations générales sur les vallées alpines et montre qu'aucune d'elles ne possède un profil d'équilibre régulier, mais que toutes se subdivisent en un certain nombre de tronçons, dont chacun possède un niveau de base indépendant déterminé par un obstacle. C'est à travers ces obstacles que s'opère encore actuellement le creusement de gorges étroites et profondes, qui s'approfondissent non d'une façon régulière, mais par saccades.

M. E. CHAIX¹ a fait pendant ces dernières années et dans diverses vallées une série d'observations tendant à déterminer la valeur de l'érosion postglaciaire. Il a dans ce but cherché à fixer d'une part le niveau le plus bas jusqu'auquel

¹ E. CHAIX. Erosion torrentielle postglaciaire dans quelques vallées. *Le Globe*, organe de la Soc. de géogr. de Genève, t. XLI, p. 1-12.

se voient des traces d'érosion glaciaire, d'autre part le niveau le plus élevé auquel se montrent des signes évidents d'érosion torrentielle récente. En déterminant ensuite les différences d'altitude qui séparent ces deux niveaux de celui du lit actuel du cours d'eau correspondant, il a obtenu une valeur maximum et une valeur minimum, entre lesquelles doit être comprise celle que comporte le creusement postglaciaire.

Près du pont des Houches dans la vallée de Chamonix une roche striée intacte se trouve à 8 m. seulement au-dessus de la rivière ; le peu d'importance de l'érosion postglaciaire en cet endroit peut s'expliquer par l'intervention du torrent des Houches qui, en embarrassant de ses alluvions le lit du cours d'eau principal, a ralenti le travail de celui-ci.

Dans la vallée de Bagne, M. Chaix a étudié successivement tous les points où la configuration du sol permettait des observations. Au barrage de Lavintzie entre Lourtier et Fionnay il évalue à 6 m. au maximum la valeur de l'érosion postglaciaire. Vers l'amont, au haut de la cascade de Fionnay, les stries glaciaires sont visibles jusqu'à 10 m. au-dessus du torrent. A 500 m. en amont de Fionnay, le contact entre l'érosion glaciaire et l'érosion torrentielle récente paraît être entre 13 et 18 m. ; près de la Chermontane cette limite semble être entre 17 et 20 m. Enfin au-dessous du glacier de Breney il n'existe aucune trace nette d'érosion torrentielle à partir de 5 m. au-dessus du torrent et les stries glaciaires sont visibles jusqu'à 22 m. au-dessus du cours d'eau.

En résumé, M. Chaix n'a constaté nulle part un creusement postglaciaire qui pût dépasser 22 m. et conclut que l'approfondissement des grandes vallées doit avoir exigé un temps bien plus long qu'on ne l'admet en général.

M. P. LORY¹ a signalé à la Société géologique suisse un bel exemple d'épigénie glaciaire étudié par lui dans la partie moyenne du cours du Drac.

Je crois utile de résumer ici un travail paru il y a déjà plus de deux ans, qui ne s'applique pas spécialement à la géologie de notre pays et n'est pas dû à la plume d'un de nos compatriotes, mais qui présente un grand intérêt pour tous ceux qui s'intéressent à l'action des eaux torrentielles ; je veux parler de l'étude faite par M^{me} G. VALLOT et M. J.

¹ P. LORY. Epigénie glaciaire sur le cours moyen du Drac. *Eclogæ*, vol. VII, p. 299, 300, et *Archives Genève*, t. XIV, p. 469, 470.

VALLOT¹ sur la **vitesse de circulation de l'eau dans les torrents et sous les glaciers.**

Les expériences de M^{me} Vallot et de son collègue avaient pour but de fournir une comparaison entre la vitesse des torrents à l'air libre et des torrents sous-glaciaires. Elles ont établi tout d'abord que la vitesse d'écoulement des cours d'eau augmente avec la pente jusqu'à une inclinaison de 0.03, mais qu'au delà de cette proportion toute augmentation de pente, loin d'accroître la vitesse d'écoulement, la diminue. Ce fait inattendu s'explique du reste facilement, parce que les cours d'eau qui coulent sur des pentes supérieures à 0.03, circulent non plus sur des limons, mais sur de gros galets, ou même sur un amas de blocs d'autant plus volumineux que le caractère torrentiel est plus accentué. Plus la pente est forte, plus le lit est encombré, plus le retard subi par l'eau est grand, plus les contours et les remous sont abondants et plus par conséquent la vitesse d'écoulement est ralentie.

Les expériences sur la circulation des eaux sous-glaciaires ont été faites à l'aide de la fluorescéine. En colorant successivement les eaux du torrent du Queyzet sous la Mer de Glace et celles du Grand Moulin situé à environ 4 km. en amont, et en observant la sortie de la coloration aux sources de l'Arveyron, les auteurs ont pu comparer la circulation des eaux sous-glaciaires dans le tronçon inférieur de la Mer de Glace qui est à forte pente (410 m. de dénivellation pour 770 m. de distance horizontale) et dans un tronçon supérieur à inclinaison faible (430 m. de dénivellation pour 2900 m. de distance horizontale). Ces données comparatives leur ont permis d'établir d'abord que l'influence de la pente reste la même pour les torrents sous-glaciaires que pour les torrents à l'air libre, ensuite que les premiers ont une vitesse d'écoulement moindre que les seconds, la proportion étant égale à 1 : 1.8. Les chiffres obtenus par M^{me} Vallot correspondent du reste assez exactement à ceux que M. Forel avait donné à la suite de ses observations sur le glacier du Rhône. Le fait que la diminution de vitesse des torrents sous-glaciaires est en somme peu considérable démontre l'absence de bassins intérieurs ; elle semble indiquer d'autre part l'absence de toute moraine profonde, celle-ci devant, si elle existait, entraver beaucoup la circulation de l'eau. Il faut

¹ M^{me} G. VALLOT et J. VALLOT. Expériences sur la vitesse de circulation de l'eau dans les torrents et sous les glaciers. *Annales de l'Observatoire météor., phys. et glac. du Mont Blanc*, t. IV, 1900.

admettre en outre l'existence d'espaces libres entre le sous-sol et la glace, qui ne reposerait que sur les parties saillantes et laisserait les eaux circuler et affouiller dans les dépressions.

M. G. RITTER¹, le constructeur du barrage de Maigrauge près de Fribourg, a étudié les **phénomènes d'érosion et de transport opérés par la Sarine** dans la région des travaux. Il a décrit à nouveau les belles marmites de géant creusées dans le canal de décharge, qui avaient déjà attiré l'attention de M. Brunhes, et a distingué les marmites à fond saillant, les marmites à fond concave et les marmites en chapelet reliées les unes aux autres.

Les graviers charriés par la Sarine forment en amont du barrage une terrasse envahissante qui a déjà atteint le milieu du lac créé par les travaux et l'auteur évalue la quantité annuelle de ces apports à 11 000 ou 12 000 m³ par an.

L'eau de la nappe phréatique de la rivière est devenue peu à peu de plus en plus ferrugineuse par suite de l'extension du contact des eaux souterraines qui l'alimentent avec le conglomérat ferrugineux qui recouvre ici la Mollasse.

Nous devons à M. H. WALTHER² de Cassel une étude détaillée des **rapides du Rhin à Laufenbourg**. L'auteur, après avoir fait un levé topographique très précis du cours et des rives du fleuve sur ce point, examine la constitution géologique des terrains encaissants. Le lit est creusé dans un gneiss à biotite appartenant à la série cristallophyllienne de la Forêt-Noire, présentant une schistosité dirigée SW-NE avec un plongement de 40° à 60° vers le NW, et traversé par de nombreux filons de roches granitiques. Le Trias couvre en discordance le gneiss sur la rive gauche, tandis qu'il a été enlevé par l'érosion au N du fleuve. Le Deckenschotter forme au N de Laufenbourg une belle terrasse à une altitude de 480-485 m. avec une pente moyenne de 4.6 ‰; les alluvions des Hautes Terrasses ont 100 m. d'épaisseur et s'élèvent jusqu'à 380-385 m.; elles sont couvertes de Loess qui dissimule les formes régulières de la terrasse; leur inclinaison moyenne est de 1.2 ‰. Les alluvions des Basses Terrasses prennent une extension horizontale

¹ G. RITTER. Considérations techniques géologiques et hydrologiques relatives au barrage de la Sarine à Fribourg. *Archives Genève*, t. XIV, p. 180.

² H. WALTHER. Ueber die Stromschnelle von Laufenbourg. *Vierteljahrss. der naturf. Gesel.*, Zurich, 1902, 46. Jahrg., H. 3, S. 231-263.

considérable ; elles sont épaisses d'environ 40 à 50 m. et leur surface est à 325 m., soit 30 m. au-dessus du niveau du Rhin ; leur inclinaison est de 1.26 ‰, soit presque exactement la même que celle du fleuve actuel.

La forme particulière du lit du Rhin à Laufenbourg est sans aucun doute la conséquence d'un déplacement ; avant le dépôt des Basses Terrasses le fleuve coulait plus au S et ce n'est qu'après que l'ancien lit avec tout le fond de la vallée eurent été comblés par le dépôt de ces 30 à 40 m. de graviers que le Rhin, s'établissant suivant son cours actuel, y a recreusé les alluvions qu'il venait de déposer, pour entamer ensuite le gneiss sous-jacent. Le lit ancien a pu être déterminé grâce à un forage fait en 1892 près de la gare de Gross Laufenbourg, qui a permis de constater sur ce point une tranchée dans le gneiss de plus de 33 m. de profondeur. Dans cette tranchée comblée par les alluvions, l'eau se maintient à un niveau constamment égal à celui du Rhin.

RUISSELLEMENT.

A propos des **lapiés du Jura français**, M. L. ROLLIER¹ fait remarquer en premier lieu que ceux-ci sont surtout développés dans les parties de la chaîne qui n'ont pas été couvertes par les glaciers et conclut de ce fait que l'origine du phénomène est dûe à une érosion pluviale.

Il décrit ensuite un type spécial de lapiés qu'il a observé dans la région d'Andelot, en particulier vers les carrières de cette localité. La surface du sol est formée ici par les couches presque horizontales du Cornbrasc (oolithe) et du Forest Marble (calcaire blanc) reposant sur l'oolithe miliaire à concrétions siliceuses. Or, les deux niveaux supérieurs sont découpés par un réseau très compliqué de rainures en une infinité de tables de forme irrégulièrement lobée. Les rainures ont une largeur variable pouvant atteindre 1 m. ; elles entament généralement l'oolithe miliaire, mais sont en partie comblées par une terre brune avec des chailles siliceuses. Cette terre paraît résulter de la lévigation des formations oolithiques, du Callovien et peut-être de l'Oxfordien ; les chailles ne sont pas autre chose que les concrétions de l'oolithe miliaire. En tout cas l'absence complète dans ces rainures des galets ordinaires de la moraine empêche d'assimiler ces remplissages aux formations glaciaires.

¹ L. ROLLIER. Les lapiés dans le Jura français. *Feuille des jeunes Nat.*, IV^e série, 32^e année, 1^{er} fév. 1902.

LACS.

MM. BRÜCKNER et GROLL¹ ont déposé le 23 août 1901 une caisse métallique sur le fond du lac d'Æschinen, dans le but de déterminer la valeur de la sédimentation vaseuse. Ayant retiré cette caisse le 29 octobre de la même année, les auteurs y ont constaté une couche de vase humide de 1^{mm}5 seulement. La quantité remarquablement faible de ce dépôt provient vraisemblablement du fait qu'une partie importante des boues apportées dans le lac par les torrents glaciaires est dissoute à mesure.

Nous devons à M. S. BLUMER² une étude d'ensemble sur l'origine des lacs glaronnais et sur leurs caractères topographiques et géologiques. L'auteur distingue les lacs compris dans les chaînes calcaires ou schisteuses et ceux qui sont creusés dans le Verrucano. Parmi les premiers il décrit en détails les suivants :

1^o Le Thalsee et le lac de Spannegg sont compris dans une vallée sans écoulement qui suit le versant oriental du Mürtschenstock. Le premier occupe le fond d'une grande cuvette elliptique ; sa plus grande profondeur, qui ne dépasse pas 2^m8, se trouve près de son bord occidental ; il est alimenté par des sources en partie sous-lacustres qui sortent des éboulis. Le bassin du lac est entièrement creusé dans le calcaire du Malm, et sa formation n'est certainement pas due à un barrage morainique, quoique vers le N on puisse observer soit de l'argile à blocs, soit des stries glaciaires. L'origine doit s'expliquer par l'action dissolvante des eaux qui, en s'insinuant dans une fissure de la roche, ont d'abord élargi cette fissure en entonnoir, puis ont obturé le fond de la dépression ainsi formée par des dépôts de boue imperméables. Le Thalsee est donc un lac de Karst typique, quand bien même un glacier a probablement contribué à donner à l'ensemble de la vallée sa forme en cuvette et que le travail d'élargissement du bassin a dû se continuer sous le glacier.

Le lac de Spannegg (1458 m.) occupe le fond d'une sorte de terrasse concave, qui constitue l'étage supérieur de la même vallée. De forme elliptique, il a des bords plus inclinés

¹ E. BRÜCKNER. Bericht der Fluss-Kommission für 1901-1902. *Actes Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 219-221.

² S. BLUMER. Zur Entstehung der glarnerischen Alpenseen. *Eclogæ*, vol. VII, p. 203-244.

que le Thalsee et atteint déjà à une petite distance de ses rives une profondeur de 3 à 4 m.; son fond est plat sur une grande étendue. L'alimentation se fait par le moyen de deux ruisseaux venant du S et de sources sous-lacustres; il n'y a pas d'écoulement superficiel. Ce petit lac est évidemment aussi un entonnoir de Karst en partie comblé par des dépôts argileux; sa formation doit avoir eu lieu, comme celle du Thalsee, en partie avant, en partie pendant la dernière glaciation, et l'on peut évaluer à 40 ou 50 m. la valeur totale du creusement opéré. L'auteur réfute ici soit l'explication de Mœsch, qui voit dans ces bassins deux cuvettes creusées par des chutes d'eau, soit celle de M. Rothpletz, qui leur attribue une origine tectonique en relation avec un soulèvement du Mürtschenstock.

2° Les lacs d'Oberblegi et de Guppen sont situés sur le flanc E du Glärnisch dans deux vallons longitudinaux creusés dans les argiles toarciennes et s'abaissant vers le S. Alimentés par les eaux de fusion des névés qui les dominent, ils n'ont pas d'écoulement superficiel, leurs eaux se perdant dans les fissures du Lias. L'origine absolument semblable de ces deux lacs s'explique comme suit :

Le flanc du Glärnisch est formé dans cette partie par les couches du Lias plongeant vers l'intérieur de la montagne; au niveau des lacs, par suite de la faible résistance des marnes toarciennes, s'est formée une terrasse d'érosion, qui s'est transformée bientôt en un vallon, dont les eaux s'écoulaient vers le S. L'érosion ayant finalement supprimé par places les marnes toarciennes, les eaux se sont engouffrées dans les fissures du Lias calcaire, qu'elles ont élargies en forme d'entonnoirs; puis les cavités cratériformes disposées sur un même réseau de fissures en s'agrandissant se sont confondues en une dépression unique. C'est alors que la région fut envahie par les névés, transformée en un véritable Kahr et couverte de dépôts morainiques qui, en bouchant les fissures, permirent la stagnation de l'eau dans les cuvettes précédemment formées. Les deux lacs en question ne sont donc qu'une modification des entonnoirs qu'on observe en grand nombre à la surface du Lias calcaire et qui alimentent les sources du flanc occidental de la vallée de la Linth.

3° Le lac de Mutton (2442 m.) est situé dans le Flysch entre le Ruchi et le Nüschenstock; à première vue on pourrait le prendre pour un lac de Kahr; en réalité il semble que la vallée dans laquelle il se trouve a été créée essentiellement par la désagrégation atmosphérique et par l'érosion torren-

tielle et que le bassin lacustre lui-même est dû à l'enfoncement du Flysch dans une caverne du calcaire nummulitique sous-jacent. Ce n'est qu'après la formation de cette cuvette d'effondrement que le glacier a envahi la vallée et l'a transformée en un Kahr. Le Muttensee possède un émissaire, mais celui-ci ne tarde pas à disparaître dans un entonnoir.

4° Le petit lac de Wildmaad, au sommet de la Kühbodenalp au-dessus d'Elm, est aussi un entonnoir formé dans le Flysch.

Dans le domaine du Verrucano, M. Blumer a étudié les lacs suivants :

5° Les trois lacs de Murg se succèdent dans la partie tout à fait supérieure de la vallée de même nom. Le lac supérieur (1825 m.), qui est le plus important, a 500 m. de côté et une profondeur maximum de 23 m. ; ses bords sont abrupts partout sauf sur le bord oriental. Il est séparé du lac moyen par un seuil peu élevé de Verrucano, traversé par trois couloirs d'érosion, dont l'un sert encore de passage à l'émissaire ; ce seuil est moutonné et strié par le glacier de telle façon qu'on peut admettre que son relief est antérieur à l'arrivée de ce dernier, dont la direction de marche devait être S-N.

Le lac moyen est de 10 m. plus bas que le précédent ; son fond dessine une cuvette régulière avec une profondeur maximum de 13^m5. Il est bordé au N par une moraine et entouré à l'E et au N par des roches moutonnées coupées de petites tranchées d'érosion dont l'orientation SW-NE est parallèle à la direction des couches. L'émissaire actuel coule au contraire directement vers l'E et se jette par une chute de 50 m. sur le palier suivant de la vallée.

C'est sur ce dernier que se trouve le lac inférieur (1673 m.). Celui-ci atteint sa plus grande profondeur dans sa partie SE (9 m.), dont les bords sont abrupts ; une petite île en occupe à peu près le milieu. En aval les roches sont polies et striées et le seuil de la vallée est couvert de matériaux morainiques.

Les trois paliers correspondant aux trois lacs sont incontestablement trois tronçons longitudinaux orientés SW-NE, tandis qu'entre les lacs le torrent coule obliquement de l'W à l'E. Les tronçons intermédiaires entre les paliers, comme les paliers eux-mêmes doivent être antérieurs à la dernière glaciation. Nous avons en somme affaire ici à trois paliers de Kahr creusés chacun en une dépression peu profonde et

d'aspect récent. Tandis que le seuil du lac supérieur est formé exclusivement par la roche nue, ceux des deux autres lacs sont en partie couverts de moraines et il ne serait pas impossible que celles-ci eussent constitué une sorte de barrage. Pourtant l'auteur considère comme beaucoup plus probable que les bassins des deux lacs inférieurs sont aussi creusés dans le rocher ; il explique comme suit la genèse de la vallée avec sa forme actuelle :

Le principal creusement de la vallée est préglaciaire et est le fait de l'érosion torrentielle. Lors de la première glaciation la vallée a été complètement couverte, puis le glacier s'est retiré par étapes et son front a stationné sur diverses lignes. Chacune de celles-ci, ayant marqué pendant une durée plus ou moins longue la limite supérieure de l'érosion torrentielle, correspond à un abrupt séparant deux paliers superposés ; ainsi s'est formé une sorte d'escalier dont les marches sont inégalement hautes et larges, et le travail d'érosion s'est prolongé jusqu'au retour des glaciers. Lors de la dernière glaciation le fonds de la vallée a été moutonné et strié, et en même temps chaque palier a été creusé en cuvette, soit par suite de la convergence de plusieurs glaciers sur un même point et de l'exagération de la pression et de la friction en cet endroit, comme pour le lac supérieur et probablement le lac moyen, soit simplement par suite de la pente très forte de l'abrupt en amont comme pour le lac inférieur. Enfin, lors du retrait définitif du glacier, se sont déposées les moraines abondantes qui jonchent le fond de la vallée.

6° Le lac de Milchspüler occupe sur le flanc NW du Kärfp et à 2202 m. le fond d'une cuvette irrégulièrement circulaire près du haut de la vallée du Diesbach. C'est un lac de Kahr typique creusé dans le Verrucano, dont la surface est partout moutonnée. Du côté aval existent trois couloirs d'érosion, dont l'un sert encore au passage de l'émissaire, tandis que les deux autres sont obstrués par des moraines. Du même côté le fond du lac, très peu profond, est couvert de dépôts glaciaires.

Dans la même vallée, environ 200 m. plus bas, se trouvent les trois petits lacs d'Engi, qui ont été créés tous trois par des barrages morainiques ; le plus bas des trois, qui est aussi le plus profond, paraît pourtant être en partie creusé dans le rocher.

7° Le plateau de Sernifite de la Wildmaad, au NE du Kärfp, porte plusieurs petits lacs qui occupent des dépres-

sions formées évidemment sous le névé et non encore modifiées par l'érosion aqueuse.

Il résulte des observations qui précèdent que la formation des lacs étudiés par M. Blumer est en relation avec l'extension des glaciers ; mais, tandis que c'est l'eau qui a joué le rôle prépondérant dans la création des bassins lacustres des chaînes calcaires et que les glaciers n'y ont apporté que des modifications secondaires, ce sont au contraire les glaciers qui ont donné naissance aux cuvettes des lacs dans le Verrucano, soit en creusant la roche, soit en établissant des barrages de moraine.

Les lacs des chaînes calcaires sont situés en général sur des terrasses formées par l'érosion torrentielle attaquant des couches tendres ; leurs bassins ont commencé à se creuser lorsque les eaux, après avoir déblayé des formations marneuses, ont atteint les calcaires fissurés sous-jacents, dans lesquels elles se sont infiltrées. Formés pendant l'époque glaciaire les lacs alpins sont en voie de décroissance ; ils sont comblés peu à peu par les matériaux apportés par les eaux courantes et beaucoup d'entre eux ont déjà été transformés en des combes marécageuses. Ce comblement est en général d'autant plus avancé que les lacs étaient situés plus bas et qu'ils ont été par conséquent découverts plus tôt par le recul des névés.

Quant aux lacs glaronnais creusés dans le Verrucano, leurs bassins occupent toujours le fond d'une ancienne vallée, creusée à l'époque préglaciaire par les eaux courantes, élargie ensuite en U par les glaciers de la première glaciation, puis transformée en un Kahr étagé pendant le retrait interglaciaire. Lors de la dernière glaciation les paliers superposés du Kahr ont été au moins en partie creusés en forme de cuvette ; puis, pendant le retrait définitif, des moraines ont couvert par places le fond de la vallée, obturant souvent les canaux d'écoulement interglaciaires et modifiant le cours du torrent principal.

M. S. DE PERROT¹ a continué pendant l'année 1901 ses observations sur le **niveau des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat**. Le niveau du lac de Bienne a été à dix reprises et pendant trente-trois jours en tout plus haut que celui du lac de Neuchâtel et cinq fois pendant dix-huit jours en tout plus haut que celui du lac de Morat ; il a oscillé entre 428.68 et

¹ S. DE PERROT. Résumé des observations hydrométriques faites dans le canton de Neuchâtel en 1901. *Archives Genève*, t. XIV, p. 173.

431.14, avec une altitude moyenne de 429.43 m., soit 0.17 de plus qu'en 1900. Le niveau du lac de Neuchâtel a oscillé entre 428.88 et 430.92 avec une altitude moyenne de 429.69, soit 0.21 de plus qu'en 1900. Le niveau du lac de Morat a oscillé entre 428.99 et 431.07, avec une altitude moyenne de 429.80, soit 0.18 de plus qu'en 1900. Il y a donc une tendance au relèvement du niveau des trois lacs.

M. E. SARASIN¹ a exposé à l'occasion de la réunion de la Société helvétique des sciences naturelles à Genève l'histoire de la théorie des **mouvements ondulatoires des lacs** et les principes qui sont actuellement à la base des études limnimétriques.

GLACIERS ET NÉVÉS.

Variations des glaciers. — Les mesures faites en 1901 par MM. Held et Wild et collationnées par M. HAGENBACH-BISCHOFF² dans le rapport annuel de la commission des glaciers ont montré que le **glacier du Rhône** a subi de 1900 à 1901 une diminution normale; son épaisseur est partout réduite et son front s'est retiré en moyenne de 15^m5 découvrant un espace de 6760 m².

Le rapport que rédigent chaque année MM. F.-A. FOREL, M. LUGEON et E. MURET³ sur les **variations des glaciers des Alpes suisses** se divise cette fois-ci en trois parties distinctes: un premier article dû à M. Forel traite de la durée de la période des glaciers, un second écrit par M. Lugeon concerne l'enneigement en 1901, enfin le troisième rédigé par MM. Lugeon et Muret comprend la chronique des glaciers pour la même année.

M. Forel, sceptique sur la réalité du cycle régulier avec une périodicité de trois crues par siècle admis par M. Brückner pour les variations des glaciers, a collationné toutes les données que l'on possède sur les crues et les décrues glaciaires dans les massifs du Pelvoux et du Mont Blanc, dans les Alpes valaisannes et bernoises, dans les Alpes autrichiennes et dans le Caucase. En considérant comme période la durée qui sépare entre eux deux maxima consécutifs, il a pu déterminer

¹ E. SARASIN. *L'histoire de la théorie des seiches*. Discours d'ouverture de la 85^e session annuelle de la Soc. helv. des sc. nat., à Genève.

² HAGENBACH-BISCHOFF. Bericht der Gletscherkommission. *Actes Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 222-227.

³ F.-A. FOREL, M. LUGEON et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers des Alpes. *Annuaire du Club-Alpin suisse*, 36^e année.

l'existence de 7 périodes ayant duré de 20 à 30 ans, 11 de 30 à 40 ans, 6 de 40 à 50 ans et 5 de 50 à 60 ans. La moyenne arithmétique de ces chiffres donne une durée de 39 années, un peu supérieure à celle admise par M. Brückner. Mais surtout les irrégularités d'allure très grandes que montrent les divers glaciers et les différences de durée considérables que présentent les périodes successives d'un même glacier excluent la possibilité d'un cycle régulier. Le fait seul que la majorité des glaciers alpins sont en décroissance continue depuis environ 50 ans est contraire à l'hypothèse de M. Brückner.

Grâce aux renseignements recueillis en 1901 par M. Lugeon, nous savons que dans les massifs de la Tour Sallière et du Balmhorn l'enneigement était alors nettement régressif. Au Gothard, où M. Koenigsberger de Fribourg en Brisgau a fait de nombreuses observations, les petits glaciers et les névés inférieurs sont en recul manifeste, tandis que l'enneigement gagne dans les parties supérieures.

Quant à l'étude d'ensemble sur les variations des glaciers suisses en 1901, elle a porté sur 87 glaciers. Dans les Alpes valaisannes sur 32 glaciers observés, un seul, celui de Boveyre, est en crue certaine et encore cette crue accidentelle est-elle due à l'éboulement sur la surface du glacier de Boveyre d'une partie d'un des glaciers suspendus qui le dominent ; le glacier de Tzeudet présente une allure incertaine, 5 glaciers sont en décrue probable, tous les autres sont en décrue certaine. Dans les Alpes vaudoises, les 8 glaciers observés montrent une tendance à la décrue, mais si peu accentuée qu'on peut les considérer comme stationnaires. Dans les Alpes bernoises, sur 12 glaciers observés, 8 sont en décrue certaine ; les glaciers de Stein, de l'Eiger, d'Ober Grindelwald, de Tschingel, sont à peu près stationnaires. Dans le bassin de la Reuss, la décrue a été constatée d'une façon certaine pour les 7 glaciers observés. Dans le bassin de la Linth, les glaciers de Biferten et des Clarides sont en décroissance et dans le bassin du Rhin, 10 glaciers sur 12 sont en retrait bien marqué ; ceux du Pitz d'Err et du Paradies sont à peu près stationnaires. Dans les bassins de l'Inn, de l'Adda et du Tessin la décrue paraît être générale.

Les mêmes renseignements sont reproduits dans le rapport général de MM. S. FINSTERWALDER et E. MURET¹ sur les

¹ S. FINSTERWALD et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers. VII^e Rapport pour 1901. *Archives Genève*, t. XIV, p. 282-302.

variations en 1901 des glaciers en général. Ce rapport nous montre en outre que la tendance à la décrue générale existe aussi dans les Alpes françaises, italiennes et autrichiennes, ainsi qu'au Caucase.

En se basant sur une aquarelle peinte en 1780 par C. Hackert et représentant le massif du Mont Blanc, M. F.-A. FOREL¹ a pu établir qu'à cette époque les glaciers de ce massif présentaient un maximum d'extension ; le glacier d'Argentière descendait jusqu'à 50 m. de l'Arve et le glacier des Bois s'étendait jusque tout près des chalets du même nom.

C'est ici le lieu de rendre compte un peu tardivement des expériences fort instructives que M. J. VALLOT² a poursuivies de 1891 à 1899 sur **les variations de niveau et la vitesse d'écoulement de la Mer de Glace**. Ce travail, basé sur une triangulation très précise des abords du glacier, peut en effet servir de modèle par le soin et la méthode avec lesquels ont été faites les nombreuses observations qu'il comporte.

La Mer de Glace se divise transversalement en deux parties très différentes : la veine blanche qui est formée en grande partie par le glacier du Géant et qui est caractérisée par la pureté de sa glace, et la veine noire qui se compose des glaciers des Périades, de Leschaux et de Talèfre et dont la surface est couverte de moraines abondantes. La veine blanche subit une ablation estivale double de celle de la veine noire ; d'autre part, si les variations de niveau se correspondent dans le temps d'une veine à l'autre, elles sont toujours plus marquées sur la veine blanche que sur la veine noire.

L'ablation estivale (du 1^{er} juillet au 1^{er} octobre), ainsi que les variations annuelles de niveau augmentent à mesure que l'altitude diminue. La fusion ne paraît du reste pas être affectée d'une façon appréciable par les agents météorologiques, la pluie fondant la glace aussi activement que le soleil.

La vitesse horizontale du glacier varie selon les points du profil longitudinal d'après la largeur, la profondeur et la pente du lit sur chaque point ; une augmentation de pente accélère la vitesse horizontale, mais dans une proportion

¹ F.-A. FOREL. L'extension des glaciers du Mont Blanc en 1780. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVIII. C. R. de la séance du 8 janv. 1902.

² J. VALLOT. Expériences sur la marche et les variations de la Mer de Glace. *Annales de l'Observatoire météor. phys. et glac. du Mont Blanc*, t. IV, 1900.

très faible ; par contre la composante verticale de la vitesse varie proportionnellement à la pente. L'influence des saisons sur la vitesse de marche est nulle ou en tout cas très faible ; par contre toute augmentation d'épaisseur cause une accélération proportionnelle de la vitesse.

Dans le profil transversal les différents points de la zone médiane marchent sur une grande largeur presque parallèlement et avec une vitesse sensiblement égale ; vers les bords la vitesse diminue rapidement jusqu'à devenir six fois moins rapide qu'au milieu ; en même temps les parties marginales divergent vers les bords d'autant plus que ceux-ci sont plus rapprochés. Ainsi la courbe d'avancement d'un profil transversal n'est pas une parabole comme on l'admet généralement. Le bombement du milieu du glacier résulte de l'affaissement des parties marginales causé par la fusion de la glace, d'autant plus forte relativement que la vitesse de ces parties est plus ralentie par rapport à celle du milieu.

M. Vallot, tout en considérant ses expériences sur la marche des glaciers en été et en hiver comme non encore absolument concluantes, montre pourtant que la constatation de l'influence minime exercée sur cette marche par les saisons doit faire tomber la théorie de l'intervention dans la progression des glaciers de l'infiltration et du regel de l'eau dans la glace, ainsi que toute autre hypothèse qui s'appuierait sur une action calorique quelconque pour expliquer le cheminement de la glace. D'autre part, le fait que la plus grande partie du glacier avance avec une vitesse approximativement égale, le ralentissement se produisant brusquement dans le voisinage immédiat du fond et des bords, ne permet pas d'assimiler le mouvement de la glace à celui d'un corps visqueux abandonné sur une pente, d'autant moins qu'aucune partie du glacier ne reste immobile, attachée au sol encaissant.

Après un excès d'humidité, se prolongeant sur plusieurs années et provoquant un gonflement des névés, les glaciers se renfleront à leur tour d'abord vers leur naissance, puis progressivement toujours plus près de leur front ; leur surface sera parcourue par une sorte de vague, qui atteindra leur extrémité d'autant plus tard que leur longueur sera plus grande. Mais l'observation a montré qu'il existe un autre type de vague, qui se propage de l'amont vers l'aval avec une rapidité très supérieure à la vitesse de marche du glacier ; sur la Mer de Glace ces vagues mettent cinq ans à parcourir une distance que la glace ne franchit qu'en vingt-cinq

ou trente ans. Ces oscillations proviennent très probablement de variations dans la poussée des parties postérieures sur les parties antérieures; si l'épaisseur des névés augmente, ils pressent plus fortement sur les glaciers émissaires qui se renflent, et ce bombement se transmet de proche en proche à la façon d'une vague jusqu'à la région frontale.

On peut conclure de l'ensemble des observations de M. Vallot que la progression des glaciers est causée par le glissement de la masse sous l'action de la pente du lit aidée par la poussée des parties postérieures. Ainsi la pesanteur paraît être seule en jeu à l'exclusion de toute action calorique.

M. CH. RABOT¹, dans une étude générale sur les **variations des glaciers**, distingue, comme l'a fait M. Forel, les variations primaires, qui ont un caractère général pour toute une région et dont la durée paraît dépasser cinquante ans, et les variations secondaires, qui affectent isolément certains glaciers et qui ont, soit une faible amplitude, soit une courte durée.

En se basant sur des données historiques, on peut admettre une crue primaire dans les Alpes à la fin du seizième siècle, suivie d'une décrue primaire pendant la première partie du dix-septième siècle. La crue admise par M. Richter entre 1630 et 1640 est loin d'être démontrée; si elle s'est réellement produite, elle ne peut être qu'une crue secondaire. Une nouvelle crue primaire s'étend de 1660 à 1720. Vers 1740 une crue secondaire affecte certains glaciers, mais les deux premiers tiers du dix-huitième siècle semblent correspondre à une période de grand minimum. Ensuite de nombreux documents indiquent l'existence d'une crue de 1760 à 1780, qui a été suivie par une décrue probablement secondaire. Vers 1814, nouveau mouvement en avant primaire des glaciers, qui se poursuit jusque vers 1855-1860, avec une interruption momentanée entre 1830 et 1840 due à une décrue secondaire. Depuis 1855-1860, les glaciers subissent une décrue primaire qui dure encore et qui a été suspendue vers 1875 par un mouvement en sens contraire.

La grande crue qui a affecté les glaciers alpins de la fin du dix-huitième siècle jusque vers 1860 s'est manifestée clairement aussi dans le N, en particulier au Spitzberg et en Islande. Il s'est produit d'autre part un mouvement positif en

¹ CH. RABOT. Essai de chronologie des variations glaciaires. *Archives Genève*, t. XIV, p. 133-150.

Islande et en Norwège pendant la première moitié du dix-huitième siècle. Enfin, à partir du début du dix-neuvième siècle une décrue primaire s'établit dans tout le N de l'Europe pour durer jusqu'à nos jours.

Ainsi on peut admettre pour les Alpes comme pour le N de l'Europe une variation primaire positive entre 1700 et 1855, suivie d'une variation négative qui dure encore ; ces variations ont commencé plus tôt dans le N que dans le centre de l'Europe. Il est facile de démontrer par l'étude des moraines correspondant à cette grande crue de la fin du dix-huitième siècle qu'elle correspond soit dans le N, soit dans les Alpes à la plus grande extension qu'aient prise les glaciers dans la période actuelle.

Avalanches. — A la suite de nouvelles observations dans le domaine de l'**avalanche du glacier de Rossboden** (Fletschhorn), M. H. SCHARDT¹ a reconnu d'une façon certaine que la chute de glace a été provoquée par la rupture de la roche sous-jacente ; la niche d'arrachement est très nette et les chutes de pierres se sont continuées longtemps après la catastrophe.

Ce qui frappe dans l'avalanche de Rossboden, c'est le faible volume de la masse initiale (environ 300 000 m³ de roche et 500 000 m³ de glace), par rapport à la masse totale qui a couvert le Sengboden et le vallon du Krummbach (environ 5 000 000 m³). Ainsi la plus grande partie de l'avalanche a été formée par de la neige et des moraines, qui couvraient le glacier inférieur de Rossboden et qui ont été entraînées par l'éboulement de roche et de glace tombé de plus haut.

L'avalanche s'est divisée par suite d'une courbe du glacier en deux parties, la principale suivant le glacier, l'autre débordant par dessus la moraine latérale du côté N et recouvrant le pâturage de Grieseren ; ces deux parties se sont réunies de nouveau au Sengboden. La gerbe latérale de Grieseren a été accompagnée d'un effet pneumatique puissant.

Structure rubannée. — M. H. HESS² a fait une série d'expériences en vue de rechercher s'il existe une relation entre

¹ H. SCHARDT. Sur l'avalanche du glacier de Rossboden. *C. R. des travaux présentés à la 85^e session de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 90-94. Voir aussi *Archives Genève*, t. XIV, p. 470 et *Eclogæ*, vol. VII, p. 347.

² H. HESS. Ueber den Zusammenhang zwischen Schichtung und Bänderung der Gletscher. *Neues Jahrbuch für Min. Geol. und Pal.*, 1902, p. 23-34.

la stratification des névés et la structure rubannée des glaciers. En comprimant des tablettes de cire empilées et diversément colorées dans un moule percé d'une ouverture, il a obtenu une sorte de langue de cire, comparable par sa forme à un glacier et dans laquelle les couches correspondant aux tablettes primitives avaient pris la forme d'une cuiller avec des bords relevés en avant et sur les côtés. Cette disposition toute semblable à celle que prennent les rubans du glacier permet de supposer que ceux-ci ne sont pas autre chose que des strates primitives déformées par la pression. Cette manière de voir est du reste confirmée par le fait que, dans les cas de confluence de plusieurs glaciers, chacune des parties du glacier inférieur qui correspond à un des glaciers confluents possède une structure rubannée indépendante. Les exemples cités par Tyndall où les strates sont censées couper les rubans ne paraissent pas absolument probants et M. Hess croit que ce que Tyndall a pris pour des strates restées horizontales devait être en réalité d'anciennes crevasses fermées, puis couchées par le redressement de la glace ; dans ce cas il serait tout naturel que ces plans coupassent les rubans, c'est-à-dire des strates déformées.

L'auteur cherche ensuite à démontrer que la structure rubannée n'a rien à voir avec des mouvements relatifs des diverses parties du glacier ; si en effet cette disposition était en relation avec des inégalités de vitesse entre les diverses régions de la glace, chaque partie d'un glacier composé correspondant à un des glaciers confluents devrait se comporter d'une façon indépendante pour la courbe d'avancement comme pour la structure rubannée ; or l'on sait au contraire que la courbe d'avancement reste également régulière, qu'un glacier soit simple ou qu'il soit composé.

M. H. CRAMMER¹ est arrivé tout à fait indépendamment de M. Hess à considérer la structure rubannée comme le résultat du laminage des strates profondes du névé, les pressions qui agissent ici venant soit du poids de la neige superposée, soit des efforts qu'implique le mouvement en avant. Par contre, après avoir étudié les glaciers de l'Ëtzthal, il s'est convaincu que les surfaces des strates jouent, contrairement à l'opinion de M. Hess, un rôle important dans le mouvement des glaciers, fonctionnant à l'occasion comme véritables plans de glissement. Ces surfaces sont en effet tou-

¹ H. CRAMMER. Ueber den Zusammenhang zwischen Schichtung und Blätterung und über die Bewegung der Gletscher. *Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal.*, 1902, p. 103-107.

jours marquées par la présence plus ou moins abondante de poussières et autres matières étrangères qui empêchent les cristaux de glace de traverser d'une couche à l'autre ; elles représentent donc des zones de moindre résistance. Or, le mouvement des glaciers exigeant des déplacements relatifs de leurs différentes parties, ces déplacements devront logiquement se faire suivant les plans de moindre cohésion, c'est-à-dire les surfaces de strates.

M. HESS¹, reprenant dans une seconde note l'étude de la structure rubannée, explique que, si celle-ci est en général particulièrement visible au bas des cataractes de glacier, cela vient du fait que, l'ablation augmentant rapidement avec la diminution d'altitude, la surface du glacier coupe avec un angle toujours plus grand le plan de stratification de celui-ci et que par conséquent les surfaces de strates apparaissent toujours plus rapprochées les unes des autres.

Ensuite l'auteur maintient sa manière de voir sur la non intervention des surfaces de strates dans le mouvement de la glace en considérant que ces surfaces, loin d'être des zones de moindre résistance, sont au contraire, par le fait des poussières qui s'y trouvent, des zones de friction relativement forte. De plus, ces éléments étrangers sont dans la règle enveloppés complètement, soit comme particules isolées, soit comme petits amas, par les grains du névé et ne peuvent pas jouer le rôle que leur attribue M. Crammer. Cette manière de voir est basée sur de nombreuses observations faites sur les glaciers, ainsi que sur une série d'expériences de laboratoire destinées à déterminer l'influence qu'exercent sur la plasticité de la glace soit les variations de température, soit l'interposition de matières étrangères. Ces expériences ont démontré que les variations de température n'ont qu'un faible effet sur la plasticité de la glace et que d'autre part les zones rendues impures par la présence de poussière ou de sable ne deviennent jamais des surfaces de glissement.

Action calorique de la neige. — Je crois utile de donner ici quelques renseignements sur l'influence exercée par la neige sur la température de l'air et du sol, tirés d'une série d'expériences faites à Buns (Jura bâlois), par M. le curé W. BÜHRER² pendant les hivers 1893-94, 1894-95 et 1895-96.

¹ H. HESS. Einiges über Gletscher. *Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal.*, 1902, p. 225-231.

² W. BÜHRER. Einfluss der Schneedecke auf die Temperatur der Luft und der Erdoberfläche. *Thätigkeitsbericht der naturf. Gesel. Basellands.*, 1900-1901.

La présence d'une couche de neige sur le sol abaisse toujours la température de l'air, ce refroidissement pouvant être évalué à 5° ; la température de la neige est du reste constamment inférieure à celle de l'air, la différence variant avec les régions, avec les saisons et avec les années ; à Buns la différence moyenne est de 2.3° , à Davos elle est de 3.9° . C'est lorsque l'air est pur que la température relative de la neige est la plus basse. Ce contraste entre l'atmosphère et la neige s'explique aisément, si l'on considère que la surface semée d'aspérités de la neige est très favorable au rayonnement et que sa blancheur et sa structure particulière rendent la réflexion spécialement intense. Les hautes pressions barométriques tendent à exagérer la différence de température ; quant aux vents il paraît probable qu'ils augmentent cette différence s'ils sont relativement chauds, qu'ils la diminuent s'ils sont relativement froids. C'est lorsque la température de l'atmosphère est égale à 0° que celle de la neige s'en éloigne le moins ; si à partir de là l'air se réchauffe la différence de température s'accroît rapidement ; si au contraire l'air se refroidit, cette différence n'augmente que lentement. Le seul cas à peu près où l'atmosphère soit plus froide que la neige est celui où un refroidissement marqué est provoqué par une chute de neige.

Par contre une couche même très peu épaisse de neige protège le sol contre les basses températures ; une épaisseur de quelques millimètres suffit pour provoquer entre l'air et le sol une différence de température très marquée, qui sera d'autant plus accusée que l'atmosphère sera plus froide. Ce n'est que si l'air en se réchauffant dépasse 0° que le sol sous la neige sera momentanément plus froid. Une couche de 20 à 25 cm. de neige suffit pour mettre le sol absolument à l'abri des fluctuations extérieures de la température.

TRANSPORTS ÉOLIENS.

Ayant étudié une série de poussières tombées en différents points de la Suisse occidentale de mai à août 1902, M. FOREL ¹ n'a trouvé aucune trace de cendres volcaniques ; par contre une poussière tombée le 2 août à Monthey (Valais), présente une frappante analogie avec les poussières sahariennes qui sont fréquemment jetées sur la Sicile, et il paraît justifié de

¹ F.-A. FOREL. Chutes de poussières signalées en Suisse en 1902. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 101, *Archives Genève*, t. XIV, p. 474, et *Eclogæ*, vol. VII, p. 350.

lui attribuer la même origine. Il semble du reste que des précipitations analogues se soient produites en même temps dans les environs de Morges et de Lausanne, ainsi que sur le glacier du Géant (massif du Mont Blanc).

TOURBIÈRES.

Dans une étude des **tourbières du canton de Saint-Gall et des environs d'Einsiedeln**, faite du reste surtout au point de vue botanique, M. H. SCHMIDT¹ étudie les relations qui existent entre l'établissement des tourbières en Suisse et la période glaciaire, et montre l'origine septentrionale de beaucoup des éléments de la flore des tourbières alpines. Il expose ensuite, sans du reste les discuter, les diverses hypothèses mises en avant pour expliquer la grande extension des glaciers pleistocènes ; puis il parle des dépôts et des charbons interglaciaires et touche à différents points concernant les formations quaternaires, sans apporter aucun fait nouveau. En terminant, il montre l'influence qu'exerce sur la composition botanique de la tourbe la nature chimique du sol et des eaux superficielles.

Actions et agents internes.

TREMBLEMENTS DE TERRE.

D'après le rapport annuel sur les **tremblements de terre en Suisse en 1901**, rédigé par M. R. BILLWILLER², le territoire de notre pays a été affecté pendant cette année par 6 seïsmes locaux :

1^o Un ébranlement dans la Basse-Engadine le 12 février à 5 h. 20 av. m.

2^o Un seïsmes alpin-jurassien dans le bassin du Léman le 15 février à 6 h. 30 av. m.

3^o Un second seïsmes dans la même région que le précédent le 17 février à 6 h. 36 av. m.

4^o Une secousse à Nyon-Céligny le 14 juillet à 5 h. 22 ap. m.

5^o Un seïsmes dans la Haute-Engadine le 2 octobre à 2 h. 25 av. m.

¹ H. SCHMIDT. Im Torfmoor. *Ber. über die Thätigkeit der St. Galler naturwiss. Ges.*, 1900-1901, p. 169-204.

² R. BILLWILLER. Bericht der Erdbeben-Kommission für 1901-1902. *Actes Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 214-215.

6° Un seïsme dans la Basse-Engadine le 14 décembre à 4 h. 40 av. m.

En outre, 3 tremblements de terre, dont le centre était à l'étranger, ont été ressentis dans certaines parties de la Suisse ; ce sont :

1° Un seïsme dans la région du Haut-Rhin le 24 mars à 4 h. 30 av. m.

2° Un seïsme en Alsace le 22 mai à 7 h. 57 av. m.

3° Un seïsme dans la plaine lombardo-vénitienne le 30 octobre à 3 h. 53 ap. m.

VOLCANISME.

En se basant sur une série de réactions obtenues au moyen du four électrique, M. A. ROSSEL¹ admet que les premiers minéraux formés sur la surface de la terre ont dû être des siliciures et des carbures métalliques (CaC_2 , Al_4C_3 , Mg_2Si , etc....); puis, lorsque les conditions ont permis la formation de la vapeur d'eau, celle-ci agissant sur ces carbures et ces siliciures a provoqué leur décomposition en oxydes d'une part (chaux, magnésie, alumine, etc....), et en gaz inflammables de l'autre (C_2H_2 , CH_4 , SiH_4 , etc....), qui en brûlant ont donné de l'eau avec CO_2 et SiO_2 .

Si l'on admet maintenant que siliciures et carbures existent encore en profondeur, les mêmes réactions doivent se produire, lorsque les eaux d'infiltration entrent en contact avec eux, et le dégagement et l'inflammation des gaz qui en résultent dans les régions moins profondes de l'écorce terrestre peuvent être la cause de phénomènes volcaniques et sismiques à la surface.

D'autre part, M. A. BRUN² cherchant à résoudre le **problème des explosions volcaniques**, a déterminé les points suivants :

1° La température des laves au moment de leur épanchement, et par conséquent au moment où elles sont le siège d'explosions violentes, oscille entre 1230° et 1400°.

¹ A. ROSSEL. Une cause possible des éruptions volcaniques. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 108-110, *Archives Genève*, t. XIV, p. 481, et *Eclogæ*, vol. VII, p. 355.

² A. BRUN. Note pouvant servir de base à une théorie de l'explosion volcanique. *Archives Genève*, t. XIII, p. 596-601.

2° Une roche dont la température dépasse 830° dégage de l'hydrogène par suite de la réaction de l'eau de constitution sur les sels ferreux. Cet hydrogène s'enflamme au contact de l'air par le fait de sa température élevée et produit des explosions.

3° Si une roche contenant 4 % d'eau de constitution est échauffée jusqu'à la température voulue, elle peut fournir suffisamment d'explosif pour lancer son double à 5 km. de distance.

4° En outre, si l'on fait intervenir ici la notion de co-volume, on peut dire qu'une roche échauffée et dégageant des gaz produit sur son enveloppe une pression plus grande que toute grandeur connue, si la densité des produits après la chauffe est plus petite que la densité de la roche primaire. Donc la température seule, sans la réaction productrice de H₂ peut suffire pour expliquer le soulèvement des masses.

MÉTAMORPHISME.

M. W. SPRING¹ a entrepris une série d'expériences dans le but de déterminer les conditions nécessaires à la naissance dans un milieu solide d'une **texture schisteuse**. Il a constaté en premier lieu que dans les schistes argileux des environs de Spa les surfaces de clivage renferment une proportion notablement plus forte de charbon que l'intérieur des feuillets et, en tenant compte d'autre part d'expériences précédentes, il admet que la structure schisteuse provient ici en grande partie de la superposition de zones alternativement plus et moins riches en charbon, ou en d'autres termes de la non homogénéité du complexe.

Pour confirmer cette manière de voir, l'auteur a comprimé perpendiculairement à leur plan de superposition une succession de couches d'argile après avoir fait évaporer sur la surface de chacune d'elles de l'eau noire de tourbière. La matière comprimée, n'étant pas soutenue latéralement, s'est amincie et a pris une structure schisteuse, les feuillets argileux compris entre deux zones bitumineuses ne s'étant nulle part confondus. En comprimant ensuite une succession de couches d'argile non bituminées à la surface, il a obtenu une masse homogène non schisteuse, dans laquelle toutes les couches étaient confondues.

¹ W. SPRING. Sur les conditions dans lesquelles certains corps prennent la texture schisteuse. *Archives Genève*, t. XIII, p. 329-344.

Pour expliquer les cas où la schistosité est indépendante du plan de stratification, M. Spring a utilisé une boîte d'acier percée au fond par une fente de 4 mm de largeur et dans laquelle se mouvait exactement un piston. En comprimant dans cette boîte des lames de plomb empilées et graissées pour éviter qu'elles ne se soudent les unes aux autres, il a vu sortir par la fente du fond une lame de plomb entièrement formée de feuillets parallèles aux parois de l'ouverture et par conséquent perpendiculaires au plan de superposition primitif des lames. En comprimant de la même façon des couches d'argile bituminées à la surface, il a obtenu un résultat analogue avec cette seule différence que, l'argile étant moins malléable que le plomb, les feuillets étaient moins continus. Ainsi on peut admettre que, pour que la schistosité se produise, il faut que la matière comprimée puisse glisser dans une direction donnée et alors le plan de schistosité est toujours parallèle à celle-ci; il n'est pas nécessairement perpendiculaire à la direction de la pression.

En comprimant ensuite dans le même moule de l'argile pure, M. Spring a constaté tout d'abord que l'argile sèche refuse de s'écouler même sous une pression de 10 000 atmosphères et ne devient pas non plus schisteuse; l'argile qui contient plus de 10 % d'eau s'écoule en une masse homogène non schisteuse. Quant à l'argile qui contient 5 à 6 % d'eau elle s'écoule en une bande feuilletée, dont les feuillets sont limités par des surfaces de glissement absolument semblables à celles qu'on rencontre dans certains schistes. Ici l'eau contenue dans l'argile s'en est séparée sous la pression et y a formé des veines qui ont joué le même rôle que les zones bitumineuses, favorisant le glissement de l'argile sur elle-même et par suite la formation des feuillets. Dans certains cas l'air emprisonné dans la roche peut produire les mêmes effets.

L'auteur conclut de ses expériences que la texture schisteuse n'est pas la conséquence forcée d'une compression énergique; elle provient toujours d'un défaut d'homogénéité de la matière comprimée et elle exige pour se développer un certain laminage, soit un écoulement et par conséquent un défaut d'égalité de la pression en tous sens. Elle peut se rencontrer dans toutes les roches qui ne sont pas absolument homogènes.

IV^e PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

GÉNÉRALITÉS.

M. ED. GREPPIN¹ a publié la liste de tous les échantillons types, figurés par différents auteurs, qui font partie des collections géologiques et paléontologiques du Musée de Bâle. Les originaux sont classés d'après les ouvrages dans lesquels ils ont été décrits et figurés et d'après la date de publication de ces ouvrages. Nous trouvons dans cette liste des types décrits par Brückner, Zwinger, Hofer, Andreae, Knorr, Merian, Agassiz, Desor, de Loriol, Mäesch, Koby, Ed. Greppin.

TRIAS.

Jura. — Sur le versant N du Hauenstein, à l'E du village de Läufelfingen, affleure, en chevauchement sur la Molasse, du Trias supérieur qui a été décrit par M. F. MÜHLBERG² et visité en 1901 par la Société géologique suisse. La série se décompose de bas en haut comme suit :

1° A la base 40 m. de gypse plongeant de 10 à 30° vers le S et passant à l'anhydrite à sa partie inférieure.

2° 12 m. d'argile avec sel.

3° 8 m. de dolomie gris-clair, finement plaquetée, avec zones de silex (dolomie inférieure).

4° 25 à 30 m. de calcaires avec bancs à Encrines et bancs à Terebratules (Hauptmuschelkalk).

5° Dolomie sableuse, brunâtre, en bancs tantôt minces, tantôt épais (dolomie supérieure).

M. F. Mühlberg³ a établi d'autre part comme suit la classification du Trias qui affleure au cœur de la chaîne du Lägern :

¹ ED. GREPPIN. Ueber Originalien der geologischen Sammlungen des Basler naturhistorischen Museums. *Verh. der naturf. Gesel. Basel*, B. XV, p. 25-134.

² F. MÜHLBERG. Bericht über die Exkursionen der schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten- und dem Tafeljura, in das aargauische Quartär und an die Lägern. *Eclogæ*, vol. VII, p. 153.

³ F. MÜHLBERG. Erläuterungen zur geologischen Karte des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und dem Tafeljura. I. Theil, Geologische Karte der Lägernkette und ihrer Umgebung. *Eclogæ*, vol. VII, p. 246-270.

1° A la base, le Hauptmuschelkalk formé de dolomies grises et de calcaires compactes brunâtres à *Ter. vulgaris* Schl. et *Encrinus liliiformis* Mill.

2° Dolomie saccharoïde blanche ou grise du Muschelkalk supérieur avec *Myophoria Goldfussi*.

3° Marnes rouges et vertes qui contiennent des bancs dolomitiques à leur partie supérieure et du gypse à leur partie inférieure.

JURASSIQUE.

Alpes. — M. C. SCHMIDT ¹ a récemment repris l'étude de la question si controversée de l'âge des schistes grisons. Il a d'abord soumis à un examen approfondi les fameuses *Belemnites* que Theobald avait rapportées du Faulhorn de Churwalden et est arrivé à la conviction que ce ne sont pas des fossiles, mais des cordons de sable calcaire intercalés dans la roche argileuse, ultérieurement écrasés, laminés et dynamométamorphisés ; ainsi l'un des principaux arguments en faveur de l'âge jurassique des schistes tombe. Ensuite, M. Schmidt s'est efforcé de découvrir dans l'intérieur de ce complexe des fossiles, qui pussent servir à une détermination stratigraphique absolue ; il a porté spécialement son attention sur les deux bandes calcaires qui, orientées du SW au NE, vont l'une de Küblis à Saint-Antonien, l'autre de Langwies à Serneus. Dans la première de ces zones il n'y a aucun contraste tranché entre les calcaires et les schistes avec lesquels ils alternent ; la roche dominante est un schiste calcaire absolument analogue à ceux qui affleurent dans la région du Rhin postérieur à Heinzenberg, à la Via Mala, à Schams, etc. ... ; sa structure est grenue, parfois oolithique ; des grains de quartz et de la séricite se mêlent à la calcite. Sur un point, dans le ravin de Willisch, l'auteur y a découvert un calcaire à Echinodermes renfermant des Bryozoaires et des Foraminifères ; quoique aucun de ces fossiles ne puisse servir à fixer le niveau géologique du calcaire encaissant, l'absence absolue de Nummulites et d'Orbitoïdes parle plutôt en faveur d'un âge secondaire. D'autre part, les relations qui existent entre ces calcaires et les schistes montrent que ces formations font partie d'un seul et même com-

¹ C. SCHMIDT. Ueber das Alter der Bündner Schiefer im nordöstlichen Graubünden. *Ber. des oberrhein. geol. Vereins*, 35. Versam. Freiburg i. B., 1902.

plexe et qu'il n'y a certainement pas ici un lambeau de recouvrement.

Plus au SE, entre Langwies et Serneus, sur les flancs de la Strela et du Haupterhorn les schistes grisons sont en contact avec les dolomies du Trias. Entre les bancs schisteux s'intercalent des calcaires foncés, finement spathiques, qui montrent sous le microscope une structure oolithique et qui renferment des débris d'Echinodermes et de Foraminifères. Ces calcaires, très analogues à ceux du ravin de Willisch, se rapprochent d'autre part de la Brèche de Tristel, que M. Lorenz a déterminée comme infracrétacique, et aussi de certains calcaires oolithiques du Stanserhorn que M. Tobler considère comme néocomiens. Cette analogie entre une formation caractéristique des klippes et un dépôt d'une zone intra-alpine est intéressante à noter; malheureusement il est impossible de décider si les calcaires de la Strela rentrent dans le complexe des schistes grisons ou font partie d'une nappe chevauchante.

M. Schmidt n'est donc arrivé qu'à des conclusions d'un caractère indéterminé, mais le fait qu'il a découvert des restes organiques sur plusieurs points dans les schistes grisons permet d'espérer qu'on y trouvera un jour des fossiles déterminables et caractéristiques.

M. P. LORY¹ a fait remarquer que les calcaires à entroques jouent un rôle considérable dans la constitution du **Lias des Alpes occidentales** aussi bien en Suisse que dans le massif de la Mure au S de Grenoble, dans la zone du Briançonnais et dans les Alpes maritimes. En Suisse comme dans le massif de la Mure ils débutent tantôt avec le Lias inférieur, tantôt seulement dans le Lias moyen.

Préalpes et Klippes. — M. H. PREISWERK² a étudié la série des couches qui chevauche sur le Flysch du côté N du Col de Coux, en tenant compte plus spécialement de l'Infralias. Celui-ci, représenté par des schistes noirs dans lesquels s'intercalent des bancs calcaires, repose sur les corneules et les calcaires dolomitiques du Trias, qui s'appuient sur les quartzites infratriasiques et le Verrucano. Il renferme à sa partie supérieure *Avicula contorta*, *Cardium rhæticum*,

¹ P. LORY. Sur le faciès à entroques dans le Lias des Alpes suisses et françaises. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 94, *Archives Genève*, t. XIV, p. 468, et *Eclogæ*, vol. VII, p. 334.

² H. PREISWERK. Note sur le Rhétien et le Lias du Col de Coux. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. I, p. 721-722.

Anomia Mortilleti, *Modiola minuta*, etc.,... ainsi que de nombreux polypiers. Sur ce Rhétien se superposent des calcaires à Belemnites avec *Pentacrinus tuberculatus* du Lias inférieur. Cette succession correspond exactement à celle que M. Lugeon a étudié à Jutteninge ; elle permet de préciser l'âge des couches de Brèche qui la surmontent directement.

M. CH. SARASIN¹ a publié quelques renseignements sur la stratigraphie du Lias de la Klippe des Annes. Ces indications ont été complétées par M. LUGEON², qui a distingué au-dessus du Rhétien de cette Klippe et dans le Lias : a) Calcaires à silex reposant sur le Rhétien ; b) Lias moyen calcaire ; c) Lias supérieur marneux.

Jura. — Des travaux effectués dans la tranchée de chemin de fer de Liestal ont permis à M. K. STRÜBIN³ de constater sur ce point la présence des niveaux à *Ludwigia Murchisonae*, à *Ludwigia concava* et à *Sphaeroceras Sauzei*.

Les couches à *Ludwigia Murchisonae* se composent de calcaires sableux, micacés, avec intercalations marneuses, qui renferment *Ludwigia Murchisonae*, *Pecten pumilus* et *Cancellophycos scoparius*.

Le niveau à *Ludwigia concava* et *Sonninia Sowerbyi* est représenté par un complexe de marnes micacées, gris-bleuâtres, qui est divisé en deux par un banc de calcaire grossièrement oolithique ou spathique. Les marnes inférieures renferment plusieurs formes voisines de *Sonninia Sowerbyi*, des Harpoceras et des Lioceras, puis *Pholadomya reticulata* Ag., *Inoceramus polyplocus* Roem., *Avicula elegans* Münst., *Posidonomya opalina* Qu., *Cidaris spinulosa* Roc., *Cid. gingensis* Waag. Le calcaire spathique a fourni *Sonninia cf. jugifera* Waag., *Lima incisa* Waag., *Lima proboscidea* Lam., *Pecten cinctus* Sow., *Pecten gingensis* Qu., *Placunopsis gingensis* Qu., *Rhynchon. gingensis* Waag.

Les couches à *Sphaeroceras Sauzei* sont formées par des calcaires marneux gris-bleuâtres, en partie spathiques, asso-

¹ CH. SARASIN. Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis. *Eclogæ*, vol. VII p. 321-331, et *Archives Genève*, t. XIV, p. 477. J.TXV, p. 30-48.

² M. LUGEON. A propos de la communication de M. Sarasin sur la région des Annes. *Eclogæ*, vol. VII, p. 334, et *Archives Genève*, t. XIV, p. 480.

³ K. STRÜBIN. Geologische Beobachtungen im Eisenbahneinschnitt bei Liestal. *Thätigkeitsbericht der naturf. Gesel. Baselland*, 1900-1901, p. 68-72.

ciés à des marnes foncées et à des bancs d'oolithes. Parmi les fossiles récoltés autrefois à ce niveau et conservés au Musée de Liestal, l'auteur a reconnu *Sonninia alsatica* Haug, *Witchellia* sp. et *Alectryonia flabelloïdes* Lam.

Cette série médiojurassique plonge de 10° vers le NW ; elle est traversée par une faille verticale qui fait butter les calcaires à *Ludw. Murchisonae* du NW contre les marnes à *Ludw. concava* du SE, et qui est recouverte par les alluvions des Hautes Terrasses.

Nous trouvons dans la notice explicative de la carte géologique de la Lägern publiée par M. F. MÜHLBERG¹ une classification des dépôts jurassiques de cette chaîne qui peut se résumer comme suit :

- | | | |
|----------------|---|---|
| Lias. | { | a) Calcaire à gryphées. |
| | { | b) Marnes schisteuses foncées avec intercalations calcaires, renfermant des Belemnites. |
| | { | c) Marnes schisteuses aaléniennes. |
| Dogger. | { | d) Calcaires oolithiques ferrugineux qui représentent le Bajocien et dans lesquels on retrouve les niveaux paléontologiques de la Souabe. |
| | { | e) Marnes et marno-calcaires à <i>Park. Parkinsoni</i> . |
| | { | f) Marnes à <i>Rhynchonella varians</i> . |
| | { | g) Oolithes ferrugineuses du Callovien. |
| | { | h) Marnes à <i>Cardioc. cordatum</i> . |
| | { | i) Couches de Birmensdorf. |
| | { | j) Couches d'Effingen. |
| Malm. | { | k) Massif calcaire formé par les couches de Wangen, les couches à <i>Hemic. crenularis</i> et les couches du Geissberg. |
| | { | l) Marnes et marno-calcaires de Baden à <i>Oppelia tenuilobata</i> et <i>Aspid. acanthicum</i> . |
| | { | m) Complexe calcaire de Wettingen avec <i>Rhynch. trilobata</i> , <i>Terebr. suprajurensis</i> , <i>Rhabdocid. maxima</i> , <i>Rhabdoc. nobilis</i> , <i>Oppelia Holbeini</i> . |

Dans son étude monographique des environs de Sainte-Croix. M. TH. RITTENER² reprend en détail l'étude des formations médio et suprajurassiques de cette partie du Jura.

¹ F. MÜHLBERG. Erläuterungen zur geologischen Karte des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafel-Jura. I. Th. Geologische Karte der Lägernkette und ihrer Umgebung. *Eclogæ*, vol. VII, p. 246-270.

² TH. RITTENER. Étude géologique de la Côte aux Fées et des environs de Sainte-Croix et de Baulmes. *Mat. p. la Carte géol. de la Suisse*, nouvelle série, XIII^e livr.

Après avoir montré les divergences qui existent entre les classifications adoptées par les différents auteurs (Möesch, Rollier, Jaccard, Girardot) pour le Jurassique moyen, il propose la subdivision suivante :

Callovien.	{	a) Dalle nacrée et calcaire ferrugineux.
		b) Marnes à <i>Rhynch. varians</i> .
Callovien-Bathonien.	{	c) Calcaire roux sableux à <i>Parkinsonia</i> .
Bathonien.	{	d) Oolithe supérieure (grande oolithe de Jaccard).
		e) Marno-calcaires à polypiers et fossiles siliceux (Couches de Brot).
Vésulien.	{	f) Oolithe inférieure (calc. à entroques, oolithe subcompacte).
		g) Calcaire compact à <i>Pecten Dewalquei</i> .
Bajocien supérieur.	{	h) Marnes à fucoïdes et calcaire siliceux à <i>Lima proboscidea</i>

Passant ensuite aux deux principaux gisements de Dogger qui existent dans la région, l'un sur le versant NW du Chasseron dans la tranchée de la Deneyreaz, l'autre sur le versant NW du Suchet entre celui-ci et les Aiguilles de Baulmes, M. Rittener en donne une description très complète, que nous pouvons difficilement résumer ici. Puis il détermine comme suit les caractères d'ensemble de ces deux gisements :

1° Le Bajocien supérieur (couches à *Stephan. Blagdeni*?), qui constitue le niveau le plus ancien connu ici, débute par un calcaire marneux qui devient ensuite compact avec des fossiles siliceux appartenant aux espèces suivantes :

Coeloceras Braikenridgi Sow.	Pecten ambiguus Goldf.
» Freycineti Bayle.	» griengensis Qu.
Pseudomelania simplex Mor. et Lyc.	Ostrea cf. costata Sow.
Astarte cf. maxima Qu.	Terebratula subbucculenta Ch. et Dew.
» cf. orbicularis Sow.	» intermedia Sow.
Gresslya lunulata Ag.	» globata Sow.
Arcomya calceiformis Phil.	» cf. perovalis Sow.
Pholadomya Murchisonae Sow.	Rhynchonella cf. obsoleta Sow.
Trigonia costata Sow.	» major J. de C.
Avicula Münsteri Goldf.	» tenuispina Waag.
Lima proboscidea Ag.	» Triboleti Merian.
» bellula Mor. et Lyc.	» cf. quadruplicata Zieten.
Pecten Dewalquei Opp. (= P. articulatus auct.).	Pentacrinus Nicoleti Des.

2° Le Vésulien ou Bathonien inférieur comprend : a) un calcaire verdâtre à veines jaunes avec *Pecten Devalquei* Op., *Rhynchonella major* J. de C., *Cidaris Zschokkei* Des., *Ter. cf. subbucculenta* Ch. et Dew.; b) l'oolithe subcompacte avec *Belem. cf. giengensis* Op., *Pholadomya Murchisonae* Sow., *Lima proboscidea* Ag., *Pentacrinus nodosus*? Qu. et des Spongiaires.

3° Le Bathonien supérieur comprend :

a) Marno-calcaire à fossiles siliceux avec *Pleurotomaria cf. Alcibiades* d'Orb., *Ter. cf. perovalis* Sow., *Ter. cf. subbucculenta* Ch. et Dew., *Rhynch. major* Ch. et Dew., *Rhynch. Triboleti* Mer., *Magnosia Forbesi*, Wright, *Pseudodiadema subcomplanatum* d'Orb., *Cidaris Zschokkei* Des., *Isastrea salinensis* Koby.

b) Oolithe supérieure (grande oolithe ou Forest Marble) qui ne renferme que des débris indéterminables de Belemnites, de Cidaris, etc....

c) Calcaire roux avec *Belemn. canaliculatus* v. L., *Parkins. ferruginea* Opp., *Parkins. Schloenbachi* Schlot., *Avicula Münsteri* Goldf., *Pecten Rypheus* Schl., *Teretr. globata* Sow., *Acanthothyris spinosa* Ziet., *Aulacothyris carinata* Lam., *Rhynch. concinna* Sow., *Rhynch. Moorei* Dav.

4° Le Callovien inférieur est représenté par les marnes de Furcil qui sont liées au terme sous-jacent par une transition graduelle et qui renferment une faune abondante :

Macrocephalites Morrisi Op.	Lima bellula Mor. et Lyc.
Oppelia (?) pustulata Rein.	Pecten Rypheus Schl.
Reineckia anceps Rein.	Ostrea Marshi Sow.
Pholadomya bucardium Ag.	Terebratula globosa Sow.
» Murchisonae Sow.	» Furciliensis Haas.
Pleuromya cf. recurva Ph.	» intermedia Sow.
Goniomya Proboscidea Ag.	» ornithocephala Sow.
Trigonia interlævigata Schlot.	» Fleischeri Opp.
Arca cf. concinna Phil.	Aulacothyris Mandelslohi Opp.
Pseudomonotis echinata Mor. et Lyc.	Rhynchonella varians Ziet.
Modiola imbricata Sow.	» Fürtembergensis Qu.
	Collyrites analis Ag.

5° Le Callovien supérieur est formé par la Dalle nacrée sans fossile déterminable.

Le Malm est la formation la plus répandue dans la région, soit dans la chaîne du Suchet et du Chasseron, soit dans l'anticlinal qui borde au NW le vallon de Noirvaux, soit au Mont de Buttes et au Mont des Verrières. M. Rittener en a

étudié plus spécialement deux profils, l'un le long de la ligne Sainte-Croix-Baulmes, l'autre dans la cluse Longeaigue-Noirvaux ; puis il résume comme suit la stratigraphie de la série suprajurassique :

1° L'Oxfordien (Divésien auct., Callovien supérieur de Jaccard) est très réduit dans la région de Sainte-Croix ; il se compose d'un lit épais à peine de 1 m. de marne noire très riche en fossile avec un banc mince de calcaire grumeleux, oolithique et ferrugineux par places. Les meilleurs gisements de ce niveau sont à la Rochette sur Baulmes, au pied de l'Aiguillon, sur la route de la Limasse à la Vraconne et dans le haut du village de Sainte-Croix. Les espèces caractéristiques sont :

<i>Sphenodus longidens</i> Ag.	<i>Cardioceras vertebrale</i> Sow.
<i>Belemnites latesulcatus</i> d'Orb.	» <i>quadratum</i> Sow.
» <i>hastatus</i> Blainv.	» <i>flexicostatum</i> Phil.
<i>Belemnopsis subhastatus</i> Ziet.	<i>Harpoceras delemontanum</i> Op.
<i>Perisphinctes Chavattensis</i> de Lor.	<i>Oppelia baccata</i> Buk.
» <i>plicatilis</i> Sow.	» <i>Nykteis</i> Buk.
<i>Peltoceras arduennense</i> d'Orb.	<i>Phylloceras tortisulcatum</i> d'Orb.
<i>Aspidoceras faustum</i> Bayle.	<i>Pleurotomaria Cyprea</i> d'Orb.
» <i>perarmatum</i> Sow.	» <i>Galathea</i> d'Orb.
<i>Cardioceras cordatum</i> Sow.	

2° L'Argovien inférieur (Spongitién, couches de Birmensdorf) se compose de calcaires en bancs alternant avec des marnes grumeleuses ; il forme un ressaut très net au bas des pentes argoviennes ; ses fossiles sont abondants :

<i>Perisphinctes Dybowski</i> Siem.	<i>Rhynchonella arolica</i> Op.
<i>Oppelia</i> cf. <i>costata</i> Qu.	» <i>striocincta</i> Qu.
» <i>callicera</i> Op.	<i>Balanocrinus subteres</i> Goldf.
<i>Harpoceras arolicum</i> Op.	<i>Scyphia obliqua</i> Goldf.
» <i>canaliculatum</i> v. Buch.	<i>Chenendopora rugosa</i> Goldf.
<i>Creniceras crenatum</i> Brug.	<i>Cribrospongia reticulata</i> Goldf.
<i>Belemnites argovianus</i> May.	<i>Craticularia paradoxa</i> Goldf.
<i>Lima Escheri</i> Mœsch.	<i>Hippalinus rugosus</i> Goldf.
<i>Ctenostreon Marcousanum</i> Op.	

3° L'Argovien supérieur se divise en trois niveaux lithologiques : à la base, des marnes à ciment presque sans fossiles, ensuite une zone épaisse de calcaire hydraulique, qui renferme à sa partie supérieure une faune assez abondante de Gastéropodes et de Lamellibranches, puis une nouvelle zone marneuse qui passe au Séquanien inférieur.

4° Le Séquanien possède un faciès assez variable, qui se modifie non seulement d'une chaîne à l'autre, mais aussi

dans l'intérieur d'une même chaîne. Il est pourtant formé partout par des calcaires nettement oolithiques avec lesquels alternent des bandes marneuses et des calcaires compacts ou cristallins. Dans l'anticlinal Suchet-Mont de Baulmes la base de l'étage est représenté par des marnes fossilifères; puis au-dessus vient un massif puissant de calcaire qui est compact dans sa partie inférieure et sa partie supérieure, tandis que sa partie moyenne est très oolithique, presque crayeuse.

Au Chasseron, la base du Séquanien se compose de calcaires lumachelliques rouges sur lesquels s'appuie une zone épaisse de marnes; la partie supérieure est constituée par un massif de calcaires oolithiques, dans lequel s'intercalent environ 30 m. de marnes. Un beau profil à travers cet étage se présente le long de la route de Fleurier à Sainte-Croix entre Longeaigne et Noirveaux. Au Mont des Verrières, le Séquanien est représenté par des calcaires oolithiques sub-crayeux avec des zones interposées de marnes à *Waldheimia humeralis*, que Jaccard attribue à tort au Kimmeridgien.

La faune séquanienne de la région comprend :

Chemnitzia Flamandi Contej.	Lima Greppini Etal.
Natica grandis Goldf.	Pecten subarticulatus d'Orb.
» dubia Roem.	Trichites giganteus Qu.
Acteonina acuta d'Orb.	Ostrea pulligera Goldf.
Cardium intextum Goldf.	Rhynchonella corallina Leym.
Pholadomya myacina Ag.	» seminconstans Etal.
Gervillia sulcata Etal.	Hemicidaris intermedia Forbes.
Mytilus pectinatus Sow.	Cidaris florigemma var. philastarte Etal.
Lima corallina Th.	Apiocrinus Meriani Th.
» astartina Contej.	Confusastrea dianthus Th.
» Bonanomii Th.	Stephanocoenia trochiformis Mich.
» tumida Roem.	

5^e Le Kimmeridgien débute par un massif calcaire de 50 m. d'épaisseur, qui est surmonté par les marnes très fossilifères de Banné avec :

Nerinea Elsgaudiae Th.	Mytilus perplicatus Etal.
Pholadomya Protei Brong.	» subaequiplicatus Goldf.
Homomya hortulana Ag.	Avicula Gessneri Th.
Arcomya helvetica Ag.	Pecten Buchi Roem.
Isocardia striata d'Orb.	Lima montbeliardensis Contej.
Ceratomya excentrica Roem.	Ostrea semisolitaria Etal.
Lucina substriata Roem.	» pulligera Goldf.
Cardium banneianum Th.	Terebratula subsella Leym.
Trichites baussurei Desh.	

Sur les marnes de Banné, le Kimmeridgien moyen comprend un nouveau massif calcaire terminé à sa partie supé-

rieure par un banc rempli de *Corbis subchlathrata* Thur. et de Nérinées (*N. Elsgaudiae* Th., *N. cf. Mariae* d'Orb., *N. cf. Calliope* d'Orb.). La partie supérieure de l'étage se compose de calcaires pauvres en fossiles avec quelques bancs coralligènes renfermant des Nérinées indéterminables.

6° Le Portlandien n'est pas séparé du Kimmeridgien par une limite franche ; il est représenté par un complexe de calcaires avec des intercalations de marnes dolomitiques et renferme fort peu de fossiles, dont aucun n'est bien caractéristique.

7° Le Purbeckien se divise en deux termes bien distincts : les marnes nymphéennes avec parfois une zone de dolomies cavernueuses à leur base, puis un banc oolithique à Cérithes et à *Corbula Forbesiana* de Lor., auquel s'associent en général des conglomérats littoraux. Les marnes inférieures à gypse et cristaux de quartz, qui forment habituellement dans le Jura la base du Purbeckien, paraissent manquer ici.

M. P. DE LORIOU¹, continuant ses études de faunes sur l'Oxfordien du Jura, a consacré son dernier travail aux couches oxfordiennes supérieures à la zone à *Creniceras Rengeri* dans les environs de Lons-le-Saulnier, et plus spécialement aux Céphalopodes inclus dans ces formations. Parmi les cinquante-huit espèces qu'il a déterminées et décrites il y a neuf Belemnites, dont l'une *Belemn. Girardoti* est nouvelle ; c'est une espèce voisine de *Bel. hastatus*, mais avec une forme moins hastée, qui se distingue de *Bel. latesulcatus* par la section ellipso-transverse du rostre.

Les autres espèces décrites sont des ammonites parmi lesquelles prédominent le genre *Perisphinctes*, et les Harpoceratidés (*Harpoceras*, *Hecticoceras*, *Ochetoceras*, *Oppelia*, *Creniceras*, *Oekotraustes*).

Ne pouvant donner ici la liste complète des espèces, je me contenterai de citer les formes nouvelles :

Oppelia pseudo-Pichleri, voisine de *Opp. Pichleri*, s'en distingue par l'absence de tubercules siphonaux et par la forme de sa ligne de suture.

Oppelia Girardoti a une coquille très involute, discoïdale, tricarénée au pourtour et ornée de très fines côtes falciformes régulièrement espacées.

Oppelia Sarasini, voisine de *Opp. Nycteis* Buk., s'en distingue par ses côtes plus sinueuses qui forment de très

¹ P. DE LORIOU. Etude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura lédonien, 1^{re} partie. *Mém. de la Soc. pal. suisse*, t. XXIX, 1902.

petits tubercules près du bord externe, et par la présence sur la ligne siphonale d'une série de tubercules puissants et écartés.

Oppelia spernenda, voisine de *Opp. baccata*, en diffère par l'absence de tubercules latéraux.

Creniceras Berlieri est orné de côtes falciformes peu nettes et de tubercules externes très développés sur le dernier tour.

Perisphinctes bouranensis est voisin de *Per. Delgadoi*, mais avec des côtes plus nombreuses en partie trifurquées, des étranglements plus espacés et des flancs plus aplatis.

Perisphinctes Thevenini, *Perisphinctes neglectus* (= *Per. cfr. polygyratus* Quenstedt, 1888), *Perisphinctes Marcoui*, voisin de *Per. Rollieri* de Lor., mais avec un ombilic plus petit, des tours plus larges et des côtes moins nombreuses et moins infléchies en avant et *Perisphinctes Sorlinensis*, voisin du précédent avec des tours plus arrondis.

CRÉTACIQUE.

Hautes Alpes. — M. CH. SARASIN¹ a examiné les caractères stratigraphiques de la série crétacique dans les chaînes du Brezon, des Vergys et des Aravis (Haute-Savoie). Il a établi au-dessus du Petit Bornand et sur le flanc S des Rochers de Leschaux le profil suivant :

1° Le Valangien est représenté par des marnes schisteuses grises, sans fossile, qui forme peu d'affleurements et qu'on rencontre dans le fond de la vallée du Borne.

2° L'Hauterivien est constitué par des couches alternantes de marnes gris-foncé et de calcaire noir; on y trouve en abondance sur certains points *Toxaster complanatus* et *Exogyra Couloni*.

3° L'Urgonien, qui forme le squelette de tous les anticlinaux de la région, comprend un complexe assez uniforme de calcaires gris-clairs ou brunâtres, rempli par places de *Requienia ammonia* et contenant des lentilles de calcaire à polypiers. Il se termine à sa partie supérieure par des bancs de grès siliceux alternant avec des calcaires à Orbitolines, qui rentrent probablement déjà dans l'Aptien.

4° L'Aptien proprement dit n'a été observé que dans le synclinal de Cenise; il n'est du reste représenté que par une

¹ CH. SARASIN. Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis. *Eclogæ*, vol. VII, p. 321-333, et *Archives*, t. XV, p. 30 à 48.

mince couche de grès tendres, verdâtres, avec *Exogyra aquila*.

5° L'Albien débute par des marnes noires schisteuses sans fossiles, sur lesquelles reposent des grès siliceux noirs ou vert-foncé, très fossilifères, avec *Rhynch. sulcata*, *Terebr. Dutemplei*, *Inoceramus sulcatus*, *Inoc. concentricus*, *Pleurotomaria regina*, *Aporrhais Orbignyana*, *Desmoceras Beudanti*, *Puzosia latidorsata*, *Puz. Mayoriana*, *Acanthoceras Milleti*, etc. Très développé dans les synclinaux de Solaizon, de Cenise et du Grand Bornand, le Gault manque, soit dans les chaînes septentrionales du massif, soit autour de l'anticlinal de la Clusaz.

6° Le Crétacique supérieur est représenté par une série uniforme de calcaires, gris clairs, en bancs minces, à grain très fin, remplis de silex, sans fossiles.

Nous devons d'autre part à M. H. DOUXAMI¹ quelques indications complémentaires sur la stratigraphie des formations crétaciques dans la région voisine du **massif de Platé**.

Préalpes. — M. A. GREMAUD² a trouvé dans une carrière nouvellement exploitée près de Broc vers la bifurcation des routes de Charmey et de Botterens une ammonite indéterminée, un *Aptychus aplanatus* et un *Aptychus reticulatus*. Les couches exploitées appartiennent à la zone limite entre le Jurassique et le Crétacique, or, il est à remarquer que Gilliéron considère l'*Apt. aplanatus* comme caractérisant le Néocomien et l'*Apt. reticulatus* comme appartenant à la zone à *Peltoceras transversarium*.

Nous avons déjà cité dans la revue pour 1901 la première partie de l'étude monographique de MM. CH. SARASIN et CH. SCHÖNDELMAYER³ concernant les Ammonoïdes du **Crétacique inférieur des environs de Châtel-Saint-Denis**. Aujourd'hui, la publication de ce travail est terminée et permet de se faire une idée d'ensemble sur la faune d'ammonites des étages berriasien, valangien, hauterivien et barrémien.

L'étude des auteurs a porté sur 99 espèces, qui se répar-

¹ H. DOUXAMI. Revision de la feuille d'Annecy-Massif de Platé. *Bull. 85 des services de la Carte géol. de la France et des topographies souterraines*, mars 1902.

² A. GREMAUD. Fossiles trouvés à Montsalvens. *Bull. Soc. fribourg. des sc. nat., C. R.*, 1901-1902, vol. X, p. 16.

³ CH. SARASIN et CH. SCHÖNDELMAYER. Etude monographique des Ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-Saint-Denis. *Mém. Soc. pal. suisse*, t. XXVIII et XXIX, 1901-1902.

tissent très inégalement entre ces quatre étages, la plupart appartenant au Barrémien. Ces diverses formes ont été examinées non seulement au point de vue morphologique, mais aussi au point de vue ontogénique et phyllogénique. Grâce à la découverte de gros échantillons de *Pulchellia Favrei* Ooster, MM. Sarasin et Schöndelmayer ont considérablement modifié et complété la diagnose de cette espèce et en même temps celle du genre *Pulchellia* dans son ensemble. Plus loin un chapitre spécial est consacré à l'étude du genre *Desmoceras* et aux relations phyllogéniques qui rapprochent ce genre des *Holcodiscus*. A propos du genre *Crioceras*, les auteurs discutent les classifications adoptées par M. Uhlig et par M. Haug pour les innombrables espèces qu'il comprend et proposent une nouvelle classification basée sur les caractères des premiers tours. Enfin parmi les *Lytoceratidés* les genres *Hamulina*, *Ptychoceras* et *Bochianites* font l'objet d'une étude spéciale.

L'introduction et le chapitre final du travail traitent des caractères stratigraphiques de ces formations fossilifères qui peuvent être classifiées comme suit :

1^o Le Berriasien (Couches à Pteropodes des auteurs) est représenté par des marnes grises tachetées par d'innombrables grains noirs ; on y trouve :

Haploceras Grasianum d'Orb.	Hoplites Thurmani Pict. et Camp.
Oppelia zonaria Op.	» ex af. amblygonius N. et U.
Hoplites pexiptychus Uhl.	» aff. Dalmasi Pict.

2^o Le Valangien est constitué par un complexe de calcaires gris, très clairs, à grain fin, très compacts, en bancs minces alternant avec des marnes grises ; il renferme :

Hoplites Thurmani Pict. et Camp.	Hoplites <i>Retowskyi</i> nov. sp.
» neocomiensis d'Orb.	» subchaperi Retow.
» regalis Bean.	» Rüttimeyeri Oost.
» Leenhardt Kil.	» oxygonius N. et U.
» Mortilleti Pict. et de Lor.	

3^o L'Hauterivien est caractérisé par la teinte beaucoup plus foncée et le grain beaucoup plus gros de ses calcaires ; qui sont gréseux et deviennent même schisteux à la partie supérieure. Entre les bancs calcaires s'intercalent très irrégulièrement des zones marneuses et schisteuses. Les fossiles sont plus abondants que dans les étages inférieurs :

Phylloceras infundibulum d'Orb.	Schloenbachia cultrata d'Orb.
» Winkleri Uhl.	Holcostephanus Sayni Kil.

Phylloceras psilostomus N. et U.	Crioceras Duvali Lév.
Holcodiscus intermedius d'Orb.	» <i>Munieri</i> nov. sp.
Desmoceras ligatum d'Orb.	» Villiersianum d'Orb.
Hoplites angulicostatus d'Orb.	» Quenstedti Ooster.
» <i>pseudo-Malbosi</i> nov. sp.	» Panescorsii Astier.
Hoplites balearis Nolan.	» Mulsanti Astier.
» <i>Renevieri</i> nov. sp.	<i>Bochianites Oosteri</i> nov. sp.

4^e Le Barrémien est formé par des calcaires gris clair, compacts, à grain très fin, en bancs minces séparés par des lits de marnes schisteuses foncées. Il constitue ici le niveau de beaucoup le plus fossilifère, dont la faune est surtout caractérisée par l'abondance des *Lytoceras*, des *Hamulina*, des *Desmoceras*, des *Holcodiscus*, et des *Crioceras* ; il contient les espèces suivantes :

Phylloceras Tethys d'Orb.	Desmoceras cassida d'Orb.
Lytoceras subfimbriatum d'Orb.	» cassidoïdes Uhl.
» densifimbriatum Uhl.	» psilotatum Uhl.
» Phestus Math.	» Uhligi Haug.
» raricinctum Uhl.	» Boutini Math.
Costidiscus Rakusi Uhl.	» ligatum d'Orb.
Hamulina Astieriana d'Orb.	» <i>tenuicinctum</i> nov. sp.
» Haueri Hohen.	» Neumayri Haug.
» Meyrati Oost.	Aspidoceras Guerinianum d'Orb.
» subcylindrica d'Orb.	» Percevali Uhl.
» hamus Qu.	Crioceras Villiersianum d'Orb.
» Davidsoni Coq.	» Lardyi Ooster.
» <i>parvula</i> nov. sp.	» Emerici Lév.
» Quenstedti Uhl.	» <i>clausum</i> nov. sp.
» fumisuginum Hohen.	» elegans d'Orb.
» af. cincta d'Orb.	» annulare d'Orb.
» subcincta Uhl.	» Tabarelli Astier.
» Suttneri Uhl.	» Terveri Ast.
Ptychoceras Meyrati Oost.	» Couloni Oost.
» Morloti Oost.	» Picteti Oost.
» Emericianum d'Orb.	» Meriani Oost.
» Puzosianum d'Orb.	» Morloti Oost.
Bochianites Renevieri Oost.	» pulcherrimum d'Orb.
Pulchellia Favrei Oost.	» Mulsanti Ast.
» Masyleus Coq.	» Seringei Ast.
Silesites vulpes Coq.	» Jourdani Ast.
Holcodiscus van den Hecke d'Orb.	» Moussoni Ast.
» Heeri Oost.	Leptoceras pumilum Uhl.
» Hugii Oost.	» Escheri Oost.
» Seunesi Kil.	» Heeri Oost.
» <i>Oosteri</i> nov. sp.	» Sabaudianum Pict. et de Lor.
Desmoceras strettostoma Uhl.	
» difficile d'Orb.	

Jura. — Dans son étude des **environs de Sainte-Croix**, M. TH. RITTENER¹ donne une description stratigraphique complète des dépôts crétaciques qui s'y trouvent.

Le Néocomien est particulièrement bien développé dans le ravin du Colaz au SE de Sainte-Croix et autour de l'Auberson. Quant à l'Urgonien, l'auteur en a relevé en détail trois profils, dont l'un à Flaugère au SW de Baulmes, le second vers le chalet de la Jougne et le troisième dans le vallon de Noirvaux. L'Aptien n'affleure guère que dans le vallon de Noirvaux, et l'Albien avec le Cénomaniens se trouvent dans la région de la Vraconne.

La série crétacique peut du reste se subdiviser comme suit :

1^o Le **Valangien** débute par un calcaire finement oolithique ou compact, gris-bleu à l'intérieur, jaune à l'extérieur, qui devient plus blanc vers l'W, à l'Auberson et à la Côte aux Fées (marbre bâtard). A la partie supérieure de ce niveau s'intercalent des bandes marneuses avec coquilles d'huîtres, *Toxaster granosus* et *Terebr. valdensis*.

Le second terme de l'étage est formé par des calcaires jaunâtres, peu oolithiques qui renferment *Pygurus rostratus*, *Trigonia Sanctae-Crucis* et de nombreux moules de Nerinées. Au-dessus viennent les marnes d'Arzier avec une faune abondante, du reste bien connue, puis le calcaire roux ou calcaire échinodermique, glauconieux, en bancs minces, très riche en limonite à sa partie supérieure. Enfin le Valangien se termine par une zone de marnes à Spongiaires qu'il est nécessaire de séparer des formations analogues de la base de l'étage suivant ; ce niveau renferme en effet une faune bien caractérisée avec :

Cyprina valangiensis P. et C.	Waldheimia tamarindus d'Orb.
Ostrea tuberculifera Roem.	Terebrirostra neocomiensis d'Orb.
Terebratula Carteroni d'Orb.	Rhynchonella Desori de Lor.
» Collinaria d'Orb.	» valangiensis de Lor.
» Campichei Pict.	Cidaris pretiosa Des.
» valdensis de Lor.	» pustulata Grep.
» Aubersonensis Pict.	Pygurus rostratus Ag.

2^o L'**Hauterivien** comprend les trois niveaux suivants :

a) Les marnes à Spongiaires qui renferment à la base des oolithes ferrugineuses et dont la faune comprend : *Bel. pistilliformis* Blainv., *Terebr. sella* Sow., *Waldh. Montmollini*

¹ TH. RITTENER. Etude géologique de la Côte aux Fées des environs de Sainte-Croix et Baulmes. *Mat. p. la Carte géol. de la Suisse*, nouv. série, XIII^e livr.

Pict., *Holaster intermedius* Münster, *Cidaris muricata* Roem., et de nombreux débris de Spongiaires. Cette couche, à peine épaisse de 1^m5, correspond à la zone à *Holcost. Astieri*.

b) Les marnes à *Ostrea Couloni* forment un complexe d'environ 45 m. d'épaisseur, qui renferme à certains niveaux d'abondants fossiles et dans lequel l'auteur distingue une succession de couches différentes. Ces marnes sont divisées en trois parties inégales par l'intercalation de deux bancs calcaires, dont le premier est très riche en Panopées, tandis que le second renferme *Rhynch. multiformis* et *Pseudodidyma rotulare*. C'est surtout à la partie inférieure qu'*Ostrea Couloni* est abondante, ainsi que *Terebr. sella*; à la partie supérieure on trouve *Ter. acuta*, *Ter. Marcousana*, *Rhynch. lata*, etc.... Près des Bourquins, M. Rittener a récolté plusieurs ammonites de ce niveau : *Hoplites Leopoldi*, *Hopl. radiatus*.

a) La Pierre jaune de Neuchâtel est représentée par une lumachelle à *Ter. Marcousana* et par un calcaire oolithique.

3° L'**Urgonien** proprement dit ou Barrémien débute à la base par un faciès marno-calcaire, souvent coralligène et oolithique, qui n'est séparé de l'Hauterivien supérieur par aucune limite tranchée; la faune de ce niveau se compose surtout de petits Gastéropodes et d'Echinides : *Cidaris Lardyi*, *Hemicidaris clunifera*, *Pygurus productus*, etc.... L'Urgonien supérieur est représenté par un calcaire blanc ou jaunâtre, compact ou cristallin, riche par places en *Requienia ammonia*.

4° Le **Rhodanien** apparaît sur divers points autour du synclinal de l'Auberson; il se compose de marno-calcaires et de marnes ocreuses avec *Pterocera Desori*; le niveau à Orbitolines paraît faire défaut.

5° L'**Aptien** est représenté par 2 à 3 m. de grès riche en quartz, parfois oolithique et glauconieux avec *Terebr. Duplei* et *Rhynch. Gibbsiana*.

6° L'**Albien** débute par 1 m. de sables verts, glauconieux, très riches en fossiles phosphatés; un terme moyen est formé par 10 m. environ d'argiles foncées avec fossiles pyriteux; puis l'Albien supérieur ou Vraconnien de M. Renevier se compose de grès à *Ostrea vesiculosa*, *Turrilites Puzosianus*, etc....

7° Le **Cénomarien** est représenté près de la Vraconne par des calcaires marneux gris-jaunâtres, pauvres en fossiles et épais seulement de quelques mètres.

NUMMULITIQUE ET FLYSCH.

Nummulitique. — Je crois bien faire de citer une monographie sur les **Nummulites de l'Apennin** que M. P. PREVER¹ a fait paraître dans les *Mémoires de la Société paléontologique suisse*. Quoique concernant une région étrangère, cette étude n'en a pas moins un intérêt considérable pour tous ceux qui s'occupent du Nummulitique alpin.

Dans son introduction, l'auteur émet à propos de l'évolution des Nummulites les principes suivants :

1° Les types les plus anciens connus parmi les Nummulites tertiaires sont des formes subréticulées (*N. planulata* Lam., *N. laevigata* Brug).

2° Les Nummulites subréticulées montrent en partie pour la première fois des granulations résultant du renflement local soit des stries mêmes, soit des digitations de celles-ci qui forment le réseau cloisonnaire.

3° Les Nummulites subréticulées sans granulations ont donné naissance aux formes striées par réductions graduelles des ramifications des stries, qui tendent à prendre une forme subdroite, falciforme ou sigmoïde.

4° Les granulations des formes striées dérivent : a) du fractionnement des mamelons des formes subréticulées ; b) des granulations des formes réticulées granulées ; c) du renflement local des stries des formes striées.

5° Les formes subréticulées ont engendré les formes réticulées proprement dites (*N. intermedia*, *N. Bronguiarti*) par le développement progressif des mailles du réseau cloisonnaire et par la régression des renflements.

M. Prever propose de conserver le terme Nummulites comme une désignation générale et de distinguer dans l'intérieur de ce cadre assez vaste trois genres : les *Assilina* avec des tours non enveloppants et une coquille discoïdale, les *Camerina* avec des tours enveloppants et des cloisons réticulées, et les *Lenticulina* avec des tours enveloppants et des cloisons rayonnantes ou méandriformes. Les *Camerina*

¹ P. PREVER. Le Nummuliti della Forca di Presta nell'Apennino centrale e dei Dintorni di Potenza nell'Apennino meridionale. *Mém. Soc. pal. suisse*, t. XXIX, 121 p., 8 pl.

se diviseraient à leur tour en deux sous-genres : *Laharpeia* sans granulations et *Brugueria* avec granulations; de même on distinguerait dans les *Lenticulina* les *Gümbelia* granulées et les *Hantkenia* non granulées.

Après avoir étudié en détail un grand nombre d'espèces, l'auteur consacre la dernière partie de son travail à la distribution géologique des Nummulites. Il montre que les *Brugueria* (*Br. planulata*, *Br. elegans*) sont surtout abondantes dans l'Yprésien, que les *Laharpeia* (*L. tuberculata*, *L. Lamarcki*) sont caractéristiques du Lutétien inférieur, les *Gümbelia* (*G. aturica*, *G. lenticularis*) du Lutétien moyen et les *Assilina* du Lutétien supérieur et du Bartonien. Quant aux *Hantkenia* elles apparaissent dans le Bartonien et se continuent jusque dans l'Oligocène.

M. CH. SARASIN¹ a étudié le Nummulitique dans les chaînes des Vergys et des Aravis et a constaté en particulier la superposition directe du Nummulitique sur l'Urgonien dans l'anticlinal de la Clusaz.

M. H. DOUXAMI², après avoir constaté que les **dépôts éogènes du massif de Platé** présentent une analogie incontestable avec les formations correspondantes des Bauges d'une part, du massif des Diablerets de l'autre, distingue dans cette série stratigraphique les niveaux suivants :

1° Un conglomérat à cailloux calcaires et à silex qui n'existe que par places et qui paraît représenter le niveau à *N. perforata* et *N. Lucasana*.

2° Des schistes gréseux bruns foncés et des calcaires durs qui forment généralement la base du Nummulitique, et qui renferment des bancs de poudingues et de grès siliceux.

3° Des calcaires foncés devenant gris clair à l'air et renfermant des bancs de grès très riches en petites Nummulites indéterminées.

4° Des calcaires schisteux foncés à Fucoïdes.

5° Des grès micacés en bancs séparés par des lits de schistes à Fucoïdes, auxquels s'associent à différents niveaux des grès de Taveyannaz.

Flysch. — M. R. ZUBER³, après avoir montré que le Flysch n'est ni une conception purement stratigraphique, puisqu'il

¹ CH. SARASIN. Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis. *Eclogæ*, vol. VII, p. 321-333.

² H. DOUXAMI. Revision de la Feuille d'Annecy, massif de Platé. *Bull. 85 des services de la Carte géologique de France*, mars 1902.

³ RUD. ZUBER. Ueber die Entstehung des Flysch. *Zeitschrift. für prakt. Geol.* August., 1901.

comprend à la fois des formations crétaciques et tertiaires, ni une conception lithologique, puisqu'on y fait rentrer des grès, des conglomérats, des schistes, etc.,... le définit comme étant un complexe en général très puissant, à la composition duquel prennent part des grès très divers, des argiles en général schisteuses, des marnes en général aussi schisteuses et contenant des *Fucoïdes*, des brèches et des conglomérats tantôt calcaires, tantôt polygéniques. Ces divers faciès s'enchevêtrent de façons très variées, en sorte que le *Flysch*, tout en conservant partout une remarquable uniformité d'ensemble, diffère immensément suivant les régions dans le détail de sa constitution.

Les restes organisés sont en général très rares dans le *Flysch* ; ce sont le plus souvent des *Fucoïdes*, quelquefois des algues (*Lithothamnium*), des *Nummulites*, exceptionnellement des débris de Mollusques ou de Brachiopodes ; les débris végétaux y sont relativement plus abondants que les débris animaux.

Quant à son origine le *Flysch* est incontestablement un sédiment marin du type littoral. Pour préciser davantage son mode de formation, M. Zuber se base sur les observations qu'il a pu faire sur la sédimentation qui s'opère actuellement dans la région du delta de l'Orenoco (Vénézuëla). Le golfe de Paria, enserré entre l'île de la Trinité et la côte, ne communique avec la mer que par deux ouvertures ; il reçoit d'autre part des cours d'eau abondants. Ceux-ci, par le fait du climat tropical et des variations très marquées qui se produisent dans la quantité des précipitations atmosphériques, ont un débit excessivement variable, et d'autre part le jeu des marées est très accusé sur toute cette partie de la côte. Il en résulte que les conditions de la sédimentation changent constamment sur un même point, qui peut être successivement asséché et immergé, et sur lequel pourront se déposer les uns avec les autres des sables, des argiles, des graviers, etc.... Les restes d'organismes sont très rares dans ces dépôts, parce que la plupart des animaux ne peuvent pas vivre dans des conditions aussi inconstantes et que ceux qui s'y adaptent subissent une destruction rapide, soit par la trituration des vagues, soit par la décomposition activée par la chaleur. Ainsi les dépôts qui se forment actuellement dans le golfe de Paria ressemblent en tous points à ceux du *Flysch* et l'auteur en conclut que ces derniers ont dû se former dans des conditions analogues, c'est-à-dire sur une ligne de côte, près de l'embouchure de cours d'eau

importants, et sous un climat tropical caractérisé par de grandes variations dans la quantité des chutes de pluie suivant les saisons.

M. A. GREMAUD ¹ a signalé une curieuse empreinte observée par lui sur un bloc de grès du Flysch provenant de Rueyres-Saint-Laurent et qui paraît être une empreinte de plante.

SIDÉROLITHIQUE.

M. G.-H. STEHLIN ² ayant repris l'étude des restes de Mammifères découverts dans une fissure remplie de Sidérolitique et ouverte à l'extrémité septentrionale du Mont de Chamblon, a pu y reconnaître les espèces suivantes : *Lophiodon* cfr. *isselense* Cuv., *Chasmothorium Cartieri* Rüt., *Propaleotherium isselanum* Gerv., *Lophiotherium* sp., un Pachynolophidé indéterminé, *Paloplotherium Depereti* nov. sp., *Paloplotherium Rüttimeyeri* nov. sp., deux Artiodactyles des groupes du *Mixtotherium* et du *Hyopotamus*, *Sciurius spectabilis* F. Maj., un grand Carnivore et un Crocodilien.

MM. L. ROLLIER et E. JUILLERAT ³ ont donné la description d'une **poche sidérolithique creusée dans le Valangien inférieur**, qui a été mise au jour par un éboulement survenu le 6 avril 1902 dans les carrières du Goldberg entre Bienne et Vigneules. Cette poche, remplie de marnes albiennes avec concrétions et fossiles phosphatés, se trouve dans le flanc S d'une petite voussure secondaire du marbre bâtard et des calcaires oolithiques à *Pteroc. Jaccardi*; elle s'est du reste sûrement creusée avant la fin du plissement, car le bolus inclus est coupé par de nombreux plans de friction et les blocs qu'il renferme portent d'abondantes traces de frottements. Les parois du Valangien encaissant sont nettement corrodées; le remplissage est formé d'argile et de limon plus ou moins décalcifiés, de couleur jaune; il est traversé par des veines roses ou rouges, qui indiquent l'origine albienne

¹ A. GREMAUD. Bizareries sur le grès du Flysch. *Bull. Soc. fribourg. des sc. nat.*, C. R., 1901-1902, t. X, p. 23.

² G.-H. STEHLIN. Mammifères découverts dans le Sidérolitique du Mont de Chamblon. *C. R. des travaux Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 121, et *Archives Genève*, t. XIV, p. 495. Voir aussi Ueber die Säugethier-fauna aus dem Bohnerz des Chamblon bei Yverdon. *Eclogæ*, vol. VII, p. 365.

³ L. ROLLIER et E. JUILLERAT. Sur une nouvelle poche sidérolithique à fossiles albiens. *Archives Genève*, t. XIV, p. 59-68.

ou cénomanienne du bolus, origine qui est du reste confirmée par la présence de fossiles pyriteux caractéristiques : *Rostellaria bicornis* Pict. et Camp., *Nucula pectinata* Sow. Dans ce limon sont noyés des paquets d'un calcaire marneux rose pâle, absolument semblable au Cénomanien du pied du Jura ; on y trouve en outre de nombreux rognons de phosphates albiens et des blocs de calcaires hauteriviens. Les fossiles assez abondants découverts dans ce bolus appartiennent aux espèces suivantes :

Acanthoceras monile Sow.	Dentalium Rhodani Pict et R.
(= Am. mamillaris d'Orb.).	Plicatula pectinoïdes Lam.
Desmoceras Parandieri d'Orb.	(= Pl. gurgitis Pict. et R.).
Hoplites Raulinianus d'Orb.	Inoceramus Salomonis d'Orb.
Hoplites dentatus Sow. (= Am.	» concentricus Sow.
interruptus Brong.).	Nucula pectinata Sow.
Rostellaria obtusa Pict. et R.	Arca carinata Sow.
Solarium Hugianum Pict. et R.	» Campichei Pict. et R.
Pleurotomaria cf. gaultina d'Orb.	Trigonia aliformis Park.

En comparant la poche du Goldberg avec d'autres phénomènes analogues du pied du Jura, on constate que, tandis que dans la première ce sont les fossiles albiens qui prédominent presque exclusivement, on trouve dans d'autres poches des fossiles tantôt albiens, tantôt néocomiens, tantôt portlandiens, kimmeridgiens ou même séquaniens. Ainsi le matériel de ces remplissages a été emprunté à des roches très diverses, qui étaient traversées pendant la période éocène, peut-être déjà pendant la fin de la période crétacique, par des eaux acidulées. Mais, grâce à la nature marneuse de leurs dépôts, l'Albien et l'Hauterivien inférieur se prêtaient mieux que d'autres au travail de la lévigation et ils ont contribué pour une plus grande part à la constitution des bolus sidérolithiques. C'est des fossiles pyriteux de l'Albien que dérive en particulier l'oxyde de fer si abondant dans certains dépôts de cette catégorie. Il faut donc considérer avec Thurmann le Sidérolithique comme une apophyse latérale des roches infracrétaciques et albiennes, d'autant plus décomposées qu'on s'approche davantage de l'ancien rivage septentrional des mers crétaciques.

M. L. ROLLIER¹, reprenant la question générale des **poches sidérolithiques**, admet que c'est l'Albien qui, dans le Jura neuchâtelois, a fourni en grande partie les bolus qui

¹ L. ROLLIER. Une nouvelle poche fossilifère de sables sidérolithiques. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXIX, 1900-1901, p. 57-66.

les remplissent. Dans la poche étudiée par M. Schardt dans la carrière de Gibraltar près Neuchâtel le remplissage dérive presque entièrement des sables du Gault ; dans la poche des Fahys près Neuchâtel le bolus renferme des fossiles albiens phosphatés.

L'auteur décrit ensuite une fissure ouverte dans le Rauracien et remplie par du sable sidérolithique, qui est visible au bord de la grande route Délémont-Bâle en face de la gare de Liesberg. Dans cette poche, du reste peu considérable le sable est disposé par couches ondulées dans lesquelles alternent des lits de bolus jaune et de sable calcaire, spathique. D'autres canaux sidérolithiques plus ou moins évidés traversent la roche ambiante et sont en communication les uns avec les autres. Il est peu probable que les bolus de ce système de poches proviennent du Dogger, comme l'admet M. Schardt, parce qu'aucun des canaux ne traverse l'Oxfordien. Les grains de quartz qu'on y trouve ont à peine 1 mm. de diamètre et sont arrondis, hyalins, rarement colorés ; ils proviennent probablement des bancs ferrugineux des étages infracrétaciques, ainsi que le bolus rouge. Quant au sable calcaire spathique, il renferme d'abondants débris de fossiles rauraciens peu corrodés parmi lesquels prédominent les radioles de *Cidaris florigemma* Phil., de *Cid. Blumenbachi* Goldf., d'*Hemicidaris crenularis* Ag., d'*Hemic. intermedia* Forbes, des fragments de tiges de *Pentacrinus amblyscalaris* Th., des *Lithodomus* et des débris de polypiers. Par analogie avec certains phénomènes actuels on peut admettre que ces poches se sont formées par la dissolution des parties amorphes ou crayeuses des calcaires rauraciens, tandis que les parties spathiques ont résisté ; le sable calcaire dérive du Rauracien, tandis que les éléments siliceux ne peuvent pas provenir des calcaires du Jurassique supérieur.

MOLLASSE.

Dans une notice consacrée aux **formations mollassiques comprises entre Alpes et Jura**, M. H. DOUXAMI¹ commence par émettre l'opinion que toute la mollasse des environs de Genève et de la région au N de l'Arve est un dépôt laguno-lacustre d'âge aquitainien et que les grès des Voirons représentent la partie supérieure du Flysch.

¹ H. DOUXAMI. Revision des Feuilles d'Albertville, Annecy et Thonon. Région synclinale comprise entre les Alpes et le Jura. *Bull. 85 des services de la Carte géol. de la France*, p. 5-8.

Sur le plateau des Bornes au S du Salève, l'Aquitaniien débute par des grès fonceés, durs, à petits lits de marnes, qu'on peut observer de Saint-Laurent à Annecy tout le long de la chaîne alpine. Au-dessus viennent des marnes rouges, des schistes argileux et des grès avec lignites par places, qui sont surmontés dans la vallée de Lescheraines par des bancs de grès épais alternant avec des marnes bariolées et appartenant peut-être au Burdigalien tout à fait inférieur.

Dans le synclinal de Saint-Julien au N du Salève, l'Aquitaniien est beaucoup moins développé ; la base est formée par des marnes bigarrées noduleuses à *Helix Ramondi*, par des grès bigarrés avec des intercalations de gypse et par des calcaires d'eau douce à *Planorbis cornu* et *Pl. declivis*. La partie supérieure se compose de grès plus ou moins marneux passant à la mollasse marine à *Pecten præscabriusculus*.

D'autre part, M. H. DOUXAMI¹ a publié des renseignements nouveaux sur les **formations tertiaires de la vallée de Bellegarde** :

Les premiers dépôts tertiaires connus dans cette région sont des sables blancs ou jaunâtres qui reposent indifféremment sur les divers niveaux du Crétacique inférieur ou du Jurassique supérieur et qui correspondent au Sidérolithique du Salève.

L'Oligocène, qui s'appuie tantôt sur ces sables, tantôt sur le Gault ou l'Urgonien comprend trois termes distincts :

1° Marne bigarrée avec intercalations de conglomérats à éléments jurassiens.

2° Complexe de marnes, d'argiles et de sables avec lentilles de gypse et bancs de calcaires lités.

3° Grès et marnes gréseuses qui passent à la mollasse à *Pecten præscabriusculus*.

Le Miocène est représenté par un puissant complexe de grès avec lits de graviers alpins (250 m.) qui renferme un grand nombre de fossiles, qui correspond au Burdigalien et à l'Helvétien inférieur et qui termine ici la série tertiaire.

Enfin c'est dans une région voisine que MM. CH. DEPÉRET et H. DOUXAMI² ont étudié au point de vue stratigraphique

¹ H. DOUXAMI. Les formations tertiaires et quaternaires de la vallée de Bellegarde. *Bull. de la Soc. d'hist. nat. de Savoie*, 1901.

² CH. DEPÉRET et H. DOUXAMI. Les vertébrés oligocènes de Pyrimont-Challonges. *Mém. de la Soc. pal. suisse*, t. XXIX, 1902.

et paléontologique le **gisement oligocène de Pyrimont-Challonges**.

Après avoir traversé pendant la fin du Crétacique et l'Eocène une période d'émersion et d'érosion, le synclinal de Bellegarde a été occupé à l'époque oligocène par une grande lagune, qui s'étendait à l'W jusqu'au bassin de Belley, au S et au SE jusqu'à Novalaise et Chambéry, et qui communiquait vers l'E avec la lagune de la plaine suisse. C'est alors que se déposa un complexe de grès et de poudingues, qui renferme des lignites, des débris végétaux et des ossements de Mammifères. Ces conditions se sont perpétuées jusqu'à la fin du Burdigalien, époque à laquelle la transgression helvétique a mis cette lagune en communication directe, soit avec le bassin du Rhône, soit avec le bassin mollassique suisse, bavarois et autrichien, en lui donnant du reste une beaucoup plus grande extension. Puis, à la fin de la période tortonnaise les eaux marines abandonnèrent définitivement la région.

Vers les exploitations d'asphalte de Challonges, au bord du Rhône et en face de Pyrimont, on peut relever la coupe suivante :

1° Un conglomérat calcaire, qui ravine l'Urgonien sous-jacent jusqu'à une profondeur de 40 m. au-dessus du niveau du Rhône et paraît avoir comblé le fond d'une ancienne vallée assez différente de la vallée actuelle.

2° Des sables verdâtres argileux renfermant des débris de Mammifères.

3° Des argiles bariolées associées à des grès mollassiques qui passent à leur partie supérieure à

4° La Mollasse à *Pecten praescabriusculus*.

La partie paléontologique de ce travail est consacrée à l'étude spéciale des restes de Mammifères contenus dans le niveau 2, qui permettent de considérer ce dernier comme appartenant à l'Aquitanién inférieur, et qui se répartissent de la façon suivante :

Famille des Rhinocerotidés : Diceratherium asphaltense nov. sp. est voisin de *Dic. pleuroceros* Duv., dont il se distingue par ses dimensions plus grandes et par son crâne plus étroit et plus allongé avec des os nasaux à peine recourbés vers le bas à leur extrémité et portant les cornes très en avant; en outre *Dic. asphaltense* ne possède pas la crête occipitale très élevée de *Dic. pleuroceras*, ses crêtes sagittales

sont séparées, ses membres sont courts et trapus et les pattes antérieures portent quatre doigts. *Aceratherium minutum* Cuv. est représenté par une incisive inférieure et une série complète de molaires inférieures ; il caractérise spécialement le Stampien et l'Aquitanién.

Famille des Tapiridés : Paratapirus helveticus v. Meyer et *Paratapirus intermedius* Filhol. M. Depéret crée ici le nom de *Paratapirus* pour des formes qui se distinguent des *Tapirus* proprement dits par leur mâchoire plus hétérodonte avec des prémolaires supérieures plus transverses pourvues d'un lobe antero-interne plus étroit que le lobe postero-interne.

Famille des Anthracothériidés : Brachyodus porcinus Gervais présente des caractères nettement intermédiaires entre *Anthracotherium* et *Ancodus*.

Famille des Suidés : Palaeochoerus Meissneri v. Meyer, très répandu dans l'Oligocène supérieur de France, de Suisse et d'Allemagne, n'est représenté à Challonges que par 1 \overline{m}^3 . *Doliochoerus* sp. n'est connu que par deux incisives probablement supérieures dont la détermination n'est pas certaine.

Famille des Anoplothériidés : Coenotherium commune Bravard.

Famille des Cervulidés : Amphitragulus elegans est représenté par des dents isolées en assez grand nombre, grâce auxquelles les auteurs ont pu reconstituer des séries inférieures et supérieures presque complètes.

Famille des Mustellidés : Plesictis robustus Pom.

Famille des Canidés : Amphicyon lemanensis Pom. var. *leptorhynchus* se distingue de *Amph. lemanensis* proprement dit par la réduction du denticule postero-interne de la troisième tuberculeuse supérieure et marque ainsi une transition à *Amph. ambiguus*.

Famille des Castoridés : Steneofiber (Chloromys) Eseri v. Meyer.

Familles des Eomydés nov. fam. : *Rhodanomys Schlosseri* nov. gen. et nov. sp. est un type très spécial qui n'est du reste connu que par une demi mandibule droite montrant la racine de la canine et les quatre molaires. Il se rapproche de *Eomys* Schlosser, dont il diffère par ses denticules réunis deux par deux en des crêtes transverses sinueuses.

Famille des Lagomydés : Titanomys visenoviensis v. Meyer.

Famille des Myogalidés : Echinogale gracilis Pom. est représenté ici par deux fragments de mandibules, de forme allongée, avec une canine à racine biphide et couronne élevée, triangulaire, quatre prémolaires uniradiculées et trois molaires à racine double formées de deux lobes subégaux.

Cheïroptères : Palaeonycteris robustus Pom., *Amphiperatherium rhodanicum* nov. sp. se rapproche plus spécialement des *Amphiperatherium* déjà connus, mais présente des caractères de passage aux *Peratherium*, en particulier les dimensions relativement fortes de \bar{p}^3 et l'apparition de denticulations sur le tranchant interne du talon de \bar{m}^4 .

M. Depéret a découvert en outre un débris d'oiseau appartenant probablement à un *Palaelodus*, quelques dents et plaques dermiques de Crocodiliens, des pièces costales de *Trionyx* et des fragments de carapace d'un Emide d'assez grande taille.

En comparant la faune de Pylimont-Challonges avec celle d'autres gisements, on est de suite frappé de l'analogie qu'elle offre avec celle des calcaires aquitaniens à phryganes de Saint-Geraud-le-Puy dans le Bourbonnais, avec laquelle elle possède sept espèces en commun. Cette faune se rapproche d'autre part de celle de la Mollasse d'eau douce aquitanienne de Rochette près Lausanne et surtout de celle des célèbres calcaires lacustres des environs d'Ulm et de Mayence. Le gisement de Pylimont appartient donc sans aucun doute à l'Oligocène supérieur et constitue un véritable trait de jonction géographique entre les gisements du bassin de l'Allier d'une part, ceux du haut bassin du Danube et de la vallée du Rhin de l'autre.

M. G.-H. STEHLIN¹, se basant sur la présence dans la Mollasse grise de Lausanne de *Palæochoerus Meissneri*, de *Coenotherium* sp., *Dremotherium* sp., *Tapirus* sp., etc.,... et sur l'absence complète des formes dont l'immigration en Europe a marqué le début du Miocène, admet le parallélisme complet de cette formation avec l'Aquitaniens de Saint-Gerand-le-Puy et la place dans l'Oligocène, tandis que MM. Depéret et Douxami la considéraient comme appartenant à la base du Miocène.

Les lignites de Greit (Hohe-Rhonen) sont synchroniques de la Mollasse grise, tandis que les lignites de la Rochette

¹ G.-H. STEHLIN. La limite entre l'Oligocène et le Miocène en Suisse. *C. R. des travaux Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 119-121. *Archives Genève*, t. XIV, p. 492-494. Voir aussi *Eclogæ*, vol. VII, p. 360-365.

avec *Anthracotherium valdense* appartiennent déjà à l'Aquitanién inférieur. Les couches d'Aarwangen avec de grands *Anthracotherium* et des *Hyopotamus* rentrent dans le Stampien des géologues français et la faune de Bumbach près de Schlangnau paraît représenter le Sannoisien. Ainsi les faunes de Mammifères de la Mollasse d'eau douce inférieure se répartissent sur tout l'Oligocène.

Dans son étude des **environs de Sainte-Croix**, M. TH. RITTENER¹ a examiné en détail la stratigraphie des dépôts tertiaires du synclinal Auberson-Noirvaux. Le Tertiaire est ici partout transgressif sur le Crétacique ou le Jurassique ; la série débute sur le flanc W du vallon de Noirvaux par un complexe de marnes rouges à *Helix Eckingensis* Kl. et *Helix leptotoma* Braun, dans lesquelles s'intercalent des bancs de poudingues calcaires ; des affleurements analogues se retrouvent au Grand et au Petit Suvagnier ; au Locle il existe une gompholite toute semblable qui est considérée sans raison comme d'âge tongrien. En réalité ces marnes correspondent à l'Aquitanién inférieur.

L'Aquitanién proprement dit a été mis au jour sur la route de la Chaux jusque près du village ; M. Rittener en donne la coupe suivante :

1° Marne rouge de l'Aquitanién inférieur.

2° Calcaire lacustre inférieur (3 m.).

3° Marnes grises, brunâtres ou verdâtres à Mélanies, sableuses à la base (15 m.).

4° Calcaire lacustre supérieur, moins grossier et moins poreux que le calcaire inférieur, compact, en bancs réguliers de 0^m5 à 1^m5 séparés par des lits de marnes grumeleuses avec des *Helix* et des Mélanies (10 m.).

L'Aquitanién existe du reste en divers points du bassin de l'Auberson ainsi que dans les environs de Buttes et dans le vallon de la Jougneaz. D'après l'opinion de M. Douxami, l'ensemble de ces dépôts appartiendrait à l'étage burdigalien à l'exception des marnes rouges de la base qui seraient aquitaniennes ; mais il n'y a pas d'arguments péremptoires en faveur de cette manière de voir, aussi, quoiqu'il reconnaisse que la superposition directe de l'Helvétien sur le calcaire d'eau douce supérieur parle plutôt en faveur de l'âge

¹ TH. RITTENER. Etude géologique de la Côte aux Fées et des environs de Sainte-Croix et Baulmes. *Mat. p. la Carte géol. de la Suisse*, nouv. série, XIII Livr.

burdigalien de ce dernier, M. Rittener conserve-t-il la dénomination générale d'Aquitanién adoptée pour l'ensemble de ces dépôts d'eau douce par les géologues jurassiens.

L'Helvétien prend une grande extension dans le bassin de l'Auberson où il débute par 50 m. environ d'alternances de marnes et de sables. Sur cette série apparaît un banc de poudingue à *Ostrea crassissima*, puis l'étage se termine par des mollasses marneuses plaquetées, qui renferment des dents de squales. La Mollasse marine affleure d'autre part dans le vallon de Noirvaux, au Grand Suvagnier et dans le synclinal qui longe au N les Aiguilles de Baulmes.

Jusqu'ici l'ensemble de la **Nagelfluh du massif du Napf** était considéré comme appartenant à la Mollasse d'eau douce supérieure, quoique les données paléontologiques sur ce complexe fussent restées très incomplètes. M. E. KISSLING¹ a découvert récemment dans les formations mollassiques de cette région deux niveaux fossilifères bien caractérisés qui permettent d'en préciser la stratigraphie. Il mentionne deux profils particulièrement instructifs à ce point de vue, qui se trouvent tous deux dans le bassin de l'Ilfis, affluent de l'Emme.

La vallée du Gol, qui débouche dans celle de l'Ilfis en amont de Langnau, présente sur son flanc droit au N de Kammershaushüsli un abrupt formé de Nagelfluh, à la partie supérieure duquel s'intercalent des bancs de grès très riches en *Cardium multicosatum* Broc. Un peu plus haut dans la même vallée on trouve le profil suivant :

1° Mollasse marneuse, tendre, grise, avec quelques bancs de poudingues.

2° Mollasse dure à gros grain avec de rares zones de graviers et des intercalations lenticulaires de marnes rouges et jaunâtres. Ce niveau renferme des dents de *Lamna cuspidata* et des moules de *Tapes* qui indiquent nettement son caractère marin.

3° Nagelfluh.

La partie inférieure des couches du Golgraben appartient donc à la Mollasse marine.

Un peu au N dans la vallée du Flederbach on peut voir reposer sur ce même complexe 5 à 6 m. de marnes brunâtres et verdâtres, qui renferment une zone charbonneuse à

¹ E. KISSLING. Die Meeresmolasse im Emmenthal. *Mittheil. der naturf. Gesell. Bern*, année 1901, p. 98.

Helix inflexa Klein et qui sont surmontées par un nouveau banc de Nagelfluh. La même succession se retrouve sur le flanc du Hochgrat et dans la vallée de l'Ober Trittenbach, où les marnes contiennent de véritables lits de charbon et ont fourni d'autre part quelques fossiles, parmi lesquels : *Glandina inflexa* var. *porrecta* Gob., *Patula euglyphoides* Sandb., *Helix inflexa* Klein, *Pupa Schübleri* Klein, *Cyclostoma consobrinum* Meyer, *Melanopsis Kleinii* Kurr., *Helix Leymeriana* Noul., *Ancylus deperditus* Desm., *Planorbis declivis* Sandb.

D'autre part M. Kissling a relevé dans le Ilfisgraben au S de Langnau le profil suivant :

A partir de l'altitude de 800 m., le ruisseau traverse des alternances de grès et de marnes à *Lamna cuspidata*, puis au-dessus un grès plaqueté à *Mactra triangula* Rein. et à *Tapes*. Sur ce complexe, qui appartient évidemment à la Mollasse marine, repose la Nagelfluh ; celle-ci supporte à son tour des marnes bleuâtres avec un lit charbonneux, qui correspondent sans doute aux dépôts d'eau douce découverts au N de l'Ilfis et qui contiennent du reste la même faune.

Ainsi, contrairement à l'opinion émise par Kaufmann, il y a ici non pas passage latéral de la Mollasse marine à la Mollasse d'eau douce supérieure, mais superposition de la seconde sur la première, et cette Mollasse marine de la région de l'Ilfis se raccorde avec les couches marines de Schwendenbad, de Häutlingen, etc....

M. KISSLING ¹ a signalé dans une seconde notice la découverte dans la Mollasse marine du Marbachgraben au Belpberg d'un piquant bien conservé de 8 cm. de longueur, qui paraît se rapprocher beaucoup de celui qui a été figuré par Agassiz sous le nom de *Myliobates Oweni*.

Enfin, dans le bassin supérieur de l'Ilfis, au-dessus du hameau de Dorbach, M. KISSLING ² a relevé à travers la Mollasse le profil suivant :

- 1° Mollasse grise avec veines charbonneuses irrégulières.
- 2° Marne grise sableuse (0^m45).
- 3° Schiste charbonneux (0^m02).
- 4° Marnes foncées, charbonneuses à *Sabal major* (0^m15).

¹ E. KISSLING. Stachel eines Rochen aus der Meeresmolasse des Belpberges. *Ibidem*, p. 101.

² E. KISSLING. Neue Fundstelle fossiler Pflanzen aus der Molasse des Bäuchlen. *Ibidem*, p. 102.

5° Marnes calcaires avec *Cinnamomum spectabile* Heer, *Cin. polymorphum* Br., *Unio Lavateri* Münst., et des Mélanies indéterminées.

Dans une étude des formations miocènes du N de la Suisse, M. ROLLIER¹ a confirmé l'opinion émise déjà par M. Depéret, d'après laquelle le calcaire grossier du Randen, qui repose directement sur le Malm, appartiendrait au niveau de la Mollasse de Saint-Gall. En effet, ce calcaire renferme des galets identiques à ceux qu'on retrouve plus au N dans la Haute-Souabe inclus dans des mollasses superposées au Muschelsandstein. Ces couches à galets vindéliens de Souabe et du Randen doivent être considérées comme le prolongement des poudingues à *Ostrea crassissima*, qui prennent un grand développement dans le canton de Zurich, dans la vallée de la Sitter (Saint-Gall) et dans le Pfänder (Bregenz) et qui occupent partout le niveau supérieur à *Cardium commune*. Les galets, toujours les mêmes, peuvent servir ici à déterminer un parallélisme au même titre que des fossiles ; en tout cas ils n'existent jamais dans le Burdigalien du NE de la Suisse.

Les fossiles suivants ont été récoltés au sommet du Randen près de la ferme Klausenhof :

<i>Helix Leymeriana</i> Noul.	<i>Trochus famulum</i> Gmel.
<i>Cyprea amygdalum</i> Broc.	<i>Monodonta miocenica</i> Mayer.
<i>Nassa subpolita</i> d'Orb.	<i>Natica catenata</i> Da Costa.
<i>Columbella curta</i> Duj.	<i>Patella scutellaris</i> Lam.
<i>Melanopsis citharella</i> Mer.	<i>Ostrea adriatica</i> Lam.
<i>Cerithium lignitorum</i> Eichw.	» <i>argoviana</i> Mayer.
» <i>helveticum</i> Mayer.	» <i>crassissima</i> Lam.
<i>Neritina Moeschi</i> Mayer.	<i>Cardium multicostatum</i> Broc.
<i>Nerita Laffoni</i> Mer.	<i>Cellepora sphaerica</i> Miller.
<i>Turritella bicarinata</i> Eichw.	

M. Rollier conclut de ses recherches que la Mollasse grise de Lausanne et le grès coquillier, ainsi que leur équivalent subalpin la Mollasse de Saint-Gall, appartiennent à une première phase de la transgression subalpine (Burdigalien de M. Depéret), tandis que la Mollasse à *Ostrea crassissima* représente le niveau de Grund et des faluns de la Touraine.

Poursuivant ses études sur les formations mollassiques, M. L. ROLLIER² a cherché à déterminer l'âge de la Nagelfluh.

¹ L. ROLLIER. Le calcaire grossier du Randen et l'Helvétien dans le N de la Suisse. *Archives Genève*, t. XIV, p. 642-649.

² L. ROLLIER. Sur l'âge du conglomérat subalpin ou Nagelfluh de la Suisse. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. I, p. 684, 685.

ou plus exactement des conglomérats subalpins qu'on réunit sous ce nom en les rapportant tantôt à la Mollasse d'eau douce inférieure, tantôt à la Mollasse marine, tantôt à la Mollasse d'eau douce supérieure. Une série de coupes relevées au N du lac de Constance, dans le Bregenzerwald, et dans les cantons de Saint-Gall et d'Appenzel lui ont montré que les conglomérats sont toujours dans cette région supérieurs à la Mollasse d'eau douce inférieure, qu'ils appartiennent pour la plupart à l'Helvétien (Gäbris, Speer, Rossberg, Righi) et qu'ils existent exceptionnellement à un niveau supérieur (Pfänder, Sitterbrücke au N de Saint-Gall, Schwarzenberg). Les conglomérats subalpins constituent une zone au pied des Préalpes suisses et sont chevauchés vers le S par le Flysch, la Mollasse oligocène étant dans la règle pincée ou éliminée suivant ce plan de chevauchement important.

Enfin, M. L. ROLLIER¹ poussant ses recherches jusque dans l'Allemagne méridionale a été amené à discuter l'âge des calcaires à *Helix sylvana* dans une notice que je me contenterai de citer, puisqu'elle ne concerne que très indirectement notre pays.

M. J. WEBER² a entrepris une étude des **environs du lac de Pfäffikon** et consacre une partie de son travail aux dépôts tertiaires. Du reste, la formation la plus ancienne qui affleure ici est la Mollasse d'eau douce supérieure, représentée par un complexe de conglomérats et de grès avec quelques zones marneuses peu importantes. Les cailloux inclus dans les poudingues, qui peuvent atteindre la grosseur du poing, sont liés par un sable imparfaitement agglutiné, se désagrégeant avec une grande facilité ; les éléments calcaires sont souvent impressionnés et les éléments quartzeux sont partiellement polis et striés. Des granites et des quartzites rouges ou verts se mêlent aux galets calcaires et donnent à l'ensemble de la formation un caractère franchement polygénique.

Les grès ne forment que des couches peu épaisses entre les bancs de conglomérat ; ils sont tendres et de couleur grise ou jaunâtre ; les couches marneuses sont rares, et les calcaires d'eau douce sont plus rares encore.

¹ L. ROLLIER. Sur l'âge des calcaires à *Helix sylvana*. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. II, p. 278-288.

² J. WEBER. Beiträge zur Geologie der Umgebung des Pfäffikersee. *Mittheil. der naturwiss. Gesell. in Winterthur*, 1900-1901.

M. H. WEGELIN ¹ a exploité un gisement de grès contenant des débris végétaux, qui a été mis au jour par les travaux de la nouvelle route de Frauenfeld à Gerlikon à travers l'Oberholz. Cette flore étudiée par MM. Früh et Rollier contient les éléments suivants :

Acer tribolatum Stbg.	Populus balsamoïdes Göppert.
Cinnamomum Buchii Heer.	» latior A. Br.
» lanceolatum Unger.	» mutabilis Heer.
» polymorphum A. Br.	Quercus myrtilloïdes Unger.
» Rossmässleri Heer.	» urophylla Heer.
Daphnogene Ungerii Heer.	» Weberi Heer.

Un gisement analogue a été découvert à la sortie SE du village de Tagerweilen, mais ici la flore, moins variée, se compose presque exclusivement de Cinnamomum.

PLEÏSTOCÈNE.

En tête de ce chapitre, il convient de citer la publication très importante que MM. A. PENCK et ED. BRÜCKNER ² consacrent à la période glaciaire dans le massif alpin, mais j'attendrai pour rendre compte de ce travail que la partie qui concerne spécialement notre pays, à peine ébauchée actuellement, soit plus avancée sinon terminée.

Dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires. — Après avoir étudié les formations tertiaires de la vallée de Bellegarde, M. H. DOUXAMI ³ a décrit les formations pleistocènes de la même région, parmi lesquelles il distingue :

1° Les alluvions fluvio-glaciaires qui prennent un grand développement au N de la vallée des Usses et se raccordent nettement à celles des environs de Genève (Bois de la Bâtie). Ces alluvions renferment à leur partie supérieure des intercalations morainiques et supportent soit des argiles glaciaires, soit des blocs erratiques ; elles existent aussi dans la région du Fort de l'Ecluse, où l'on peut démontrer que le creusement de la cluse du Rhône est antérieur à l'arrivée du glacier.

¹ H. WEGELIN. Kleinere Mittheilungen : à Tertiärflora. *Mittheil. der thurgau. naturf. Gesell.*, 15 Heft, p. 58

² A. PENCK et ED. BRÜCKNER. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, C.-H. Tauchnitz, éditeur.

³ H. DOUXAMI. Les formations tertiaires et quaternaires de la vallée de Bellegarde. *Bull. Soc. d'hist. nat. de Savoie*, 1901.

2° Des alluvions qui existent au N de Seyssel, où elles ne dépassent guère le niveau de 300 m. Ces dépôts, nettement inclinés vers le S, ont dû se former dans une expansion du lac du Bourget; ils sont couverts de blocs erratiques.

3° Les alluvions modernes qui, après le retrait des glaciers, ont comblé la plaine de Chantagne et de Seyssel.

M. DOUXAMI¹ en parcourant le **massif de Platé** (Haute-Savoie), s'est préoccupé d'y rechercher des indications sur l'extension relative des glaciers pleïstocènes. Tandis que le glacier de l'Arve s'élevait entre Servoz et Cluses jusqu'à une altitude dépassant 2000 m., il n'a pas couvert le versant N des Fiz et de Platé, ce qui s'explique probablement par le fait que les sommets qui dominent la vallée du côté de l'E, s'élèvent jusqu'à plus de 2500 m. et ont ainsi empêché le glacier de s'épancher de ce côté.

Le glacier du Giffre devait être considérable; ses moraines étaient exclusivement calcaires; c'est à lui qu'appartiennent sur la rive droite du Giffre les moraines de la chapelle du Mont (972 m.) sur la montagne de Criou, de la colline du Montet, de la montagne des Souets; sa moraine profonde subsiste sur de grands espaces.

Dans les environs de Saint-Geoire, Bonne, Mieussy, les moraines du Giffre, caractérisées par l'abondance des grès de Taveyannaz et des calcaires nummulitiques, recouvrent des blocs de protogine et de porphyres rouges de Saint-Gervais apportés là par le glacier de l'Arve.

Outre ces deux grands glaciers, l'on trouve dans le massif des Fiz et des Grands Vans plusieurs glaciers locaux: Le glacier des Fiz a creusé le cirque de Salles et déposé des moraines vers la cascade du Rouget, à Fardelet et Lignon et jusqu'à la cascade de la Soffa. Le glacier de Platé a dû couvrir toute la partie occidentale du Désert de Platé et c'est à lui qu'appartiennent la moraine latérale des Essets (1867 m.) au-dessus de Plaine-Joux et la moraine profonde entre le lac et les chalets de Flaine.

Le glacier de Vernant a donné naissance au cirque de ce nom et a déposé la moraine frontale qui soutient le lac de Vernant (1840 m.). En outre, la Combe de Verel, le cir-

¹ H. DOUXAMI. Les phénomènes glaciaires et postglaciaires du massif de Platé (Haute-Savoie). *Bull. Soc. Linnéenne de Lyon*. Séance du 24 fév. 1902.

que de Voconant ont été évidemment creusés par des glaciers locaux.

Dans la seconde partie de son travail, M. Douxami donne une description des lapiés du Désert de Platé, qui n'est du reste qu'un résumé de l'étude publiée en 1895 par M. E. Chaix ; puis il donne quelques indications hydrographiques sur l'allure des affluents de l'Arve et du Giffre, alimentés par le massif de Platé et termine par un chapitre consacré aux éboulis qui prennent un développement considérable tout autour de la chaîne des Fiz.

M. B. *ÆBERHARDT*¹, poursuivant son étude des formations pleistocènes du pied du Jura vaudois, a consacré une nouvelle notice aux **alluvions de la Côte entre Aubonne et Begnins**. Ces graviers reposent à une altitude d'environ 550 m. directement sur la Mollasse ; au N de Bougy, ils comprennent exclusivement des éléments alpins, ce sont les granits qui prédominent à la base, tandis que dans les couches plus élevées on trouve une forte proportion de calcaires noirs et de grès brunâtres ; les éclogites, les arkésines, les gneiss d'Arolla paraissent manquer complètement ; mais ce qui frappe le plus c'est l'absence absolue des calcaires blancs et jaunes du Jura. Ces alluvions ont une épaisseur visible de 15 m. environ.

Au-dessus de Mont, des graviers tout à fait semblables sont surmontés par 50 à 60 m. de moraine profonde à éléments exclusivement alpins et mollassiques ; au-dessus de Tartegnins et de Bursins les mêmes alluvions se retrouvent avec des caractères identiques. A la scierie de Begnins, dans le ravin de la Serine, des affleurements importants mettent au jour des dépôts correspondants avec de petits galets, parmi lesquels prédominent les calcaires noirs et les quartzites ; au-dessus de ces alluvions à éléments alpins reposent de gros blocs roulés parmi lesquels apparaissent pour la première fois des calcaires jurassiens et qui correspondent évidemment à une moraine profonde.

M. *Æberhardt* considère ces alluvions de Bougy, Tartegnins, Begnins, comme de l'alluvion ancienne, tandis que l'alluvion alpine qui affleure dans les ravins au-dessous d'Aubonne, intercalée entre deux moraines profondes au lieu de reposer sur la Mollasse et contenant des euphotides,

¹ B. *ÆBERHARDT*. Etude sur les alluvions anciennes des environs de Genève. *Eclogæ*, vol. VII, p. 271-286.

des écoligites, des schistes chloriteux qui manquent complètement dans les graviers de 550 m., ainsi que des galets jurassiens, doit être mésoglaciaire et correspondre aux alluvions du Bois de la Bâtie.

Passant ensuite aux dépôts correspondants des environs de Genève, l'auteur montre d'abord que les alluvions qui affleurent tout le long du Rhône, depuis le Bois de la Bâtie jusqu'à la Plaine, sont intercalées entre des marnes à lignites synchronisées avec les marnes de Dürnten et d'Utnach et une moraine profonde qui les recouvre. Elles sont caractérisées par la présence d'euphotides de Saas et par la prédominance des calcaires noirs, et elles contiennent près de La Plaine des galets jurassiens. Ceux-ci sont beaucoup plus abondants dans les alluvions de même âge, qui affleurent entre La Plaine et le Jura près de Malval à l'altitude de 430 m., et qui supportent une moraine profonde également très riche en calcaires du Jura.

A Cologny et à Hermance des alluvions, synchroniques de celles du Bois de la Bâtie, présentent la même composition avec une grande abondance de calcaires noirs, une proportion beaucoup plus faible de granits, de gneiss et de quartzites et une quantité plus petite encore de serpentines, de diorites et de Verrucano.

En résumé, les **alluvions des environs de Genève** ont une composition nettement différente de celle de la Côte ; en outre elles occupent un niveau beaucoup plus bas, ne dépassant nulle part 430 m., et tandis que les dépôts de la Côte peuvent atteindre 200 m. de puissance, ceux du Bois de la Bâtie ne dépassent pas 60 m. ; enfin l'on ne connaît entre Genève et Nyon aucune formation qui permettrait d'établir un raccord entre les deux systèmes d'alluvions dont le synchronisme est dès lors inadmissible.

Les alluvions de la Côte paraissent représenter le dépôt quaternaire le plus ancien de la région ; elles datent d'une époque antérieure à la formation du lac et au soulèvement complet du Jura. Leur origine glaciaire reste douteuse puisqu'on n'observe nulle part leur passage à la moraine profonde.

Le dépôt de ces alluvions a été suivi par une période glaciaire (mésoglaciaire), à laquelle appartiennent les moraines de Mont, Bursins, Begnins, etc. ;... c'est dans ces dépôts qu'apparaissent pour la première fois des éléments jurassiens et c'est à cette époque qu'a dû se faire le soulèvement définitif du Jura.

Après le retrait du glacier, le Rhône mésoglaciaire a emporté la plus grande partie des formations quaternaires préexistantes, ne laissant que le plateau de la Côte et creusant par places son lit jusqu'à la Mollasse.

Ensuite le lac s'est formé par suite soit de tassements dans les Alpes, soit de nouveaux soulèvements dans le Jura; les alluvions du Rhône s'arrêtent dans le Bas-Valais, qu'elles comblent, tandis que l'Arve et les torrents descendant du Jura répandent dans les environs de Genève les graviers qu'ils charrient, formant les alluvions du Bois de la Bâtie, d'Hermance, de La Plaine, de Malval, etc....

Enfin, le glacier du Rhône, subissant une dernière crue, a couvert de ses moraines aussi bien le plateau de la Côte, que le fond du lac et les environs de Genève. Cette nouvelle période glaciaire correspondant à une phase de dénudation intense dans le Jura, la moraine latérale du glacier du Rhône contient tout naturellement une grande abondance d'éléments jurassiens.

Après avoir étudié les **dépôts glaciaires jurassiens du Jura occidental**, M. F. MACHACEK¹ conclut comme MM. Baltzer et Eberhardt contre la théorie de la phase de récurrence des glaciers jurassiens édictée par M. Schardt. En effet, l'extension que M. Schardt a attribué à plusieurs de ces glaciers serait tout à fait disproportionnée à l'importance de leur bassin d'alimentation. En second lieu la limite entre les moraines jurassiennes et les moraines rhodaniennes, qui est marquée d'une part par l'augmentation brusque des éléments alpins, d'autre part et surtout par la combinaison de la structure franchement morainique et de la stratification en delta torrentiel que présentent les moraines terminales des glaciers jurassiens, passe un peu au-dessus de la ville de Gex et suit constamment le pied même de la chaîne. Toutes les moraines et les alluvions qui se trouvent en dehors de cette limite sont attribuables au glacier du Rhône ou à ses émissaires.

Sur le versant N de la première chaîne du Jura, dans la région des Rousses, devait exister un glacier, qui se déversait à la fois au NW par la vallée de la Bienne et au NE par la dépression synclinale du lac des Rousses et du lac de Joux. Les moraines de ce glacier se retrouvent soit au

¹ F. MACHACEK. Beiträge zur Kenntniss der lokalen Gletscher des Schweizer und Französischen Jura. *Mittheil. der naturf. Gesell. in Bern*, 1902.

S du lac des Rousses, soit entre le Brassus et le Sentier où elles forment dans la plaine une série de petites collines. Le lac de Joux est coupé par seize crêts sous-lacustres, qui paraissent être des moraines. Au S du lac une terrasse très nette s'élève à 60 m. au-dessus du niveau de l'eau ; elle est formée d'alluvions en strates irrégulières et inclinées vers le lac. Il est probable qu'après le retrait du glacier la vallée, obstruée et tapissée par des dépôts morainiques imperméables, a été couverte par une vaste nappe d'eau, dont le niveau s'élevait à 60 m. au-dessus du lac de Joux actuel et que cette terrasse n'est qu'un reste d'anciens deltas formés par les torrents à leur embouchure dans le lac au dépens des moraines qu'ils remaniaient sur leur passage. Le niveau de la nappe d'eau s'étant ensuite abaissé peu à peu, il n'est plus resté que les deux lacs actuels.

Tandis que dans le pays de Gex les glaciers jurassiens descendaient jusqu'à la plaine, ils paraissent avoir été plus limités vers le NE ; ainsi dans la vallée du Nozon, à l'E de Vaulion et à une altitude de 940 m., on trouve une moraine frontale d'un glacier local, qui présente par place la structure en delta et qui renferme une proportion importante d'éléments alpins ; il semble qu'on ait affaire ici à un dépôt formé à la rencontre du glacier local avec le glacier du Rhône.

Dans la région de Vallorbe, tandis que le glacier du Rhône remontait la partie inférieure de la vallée de l'Orbe et passait de là par le Col de Jougne jusque dans les environs de Pontarlier, la partie supérieure de la vallée de l'Orbe était occupée par un glacier local. De même la haute vallée du Doubs possédait son glacier local.

Résumant ses observations, l'auteur conclut que l'hypothèse de la phase de récurrence des glaciers jurassiens n'est pas plus admissible pour la région de la Faucille que pour celle de l'Aubonne. Le contraste très marqué qui se montre entre les moraines du pied du Jura et celles qui n'en sont que peu éloignées, l'absence complète de vraies moraines frontales jurassiennes dans la plaine et diverses considérations théoriques tendent à démontrer que les glaciers du Jura ne se sont jamais étendus plus loin que le pied de la chaîne. Par contre, les dépressions entourées de sommités même peu élevées, comme la vallée de Joux, la vallée de l'Orbe, la vallée supérieure du Doubs ont possédé des glaciers locaux, dont l'importance souvent considérable fait sup-

poser que la limite des neiges éternelles devait descendre pendant la période correspondante jusqu'à 1100 ou 1000 m. Le col de Saint-Cergues devait très probablement alors être occupé par un glacier local qui empêchait le glacier du Rhône de le traverser.

M. TH. RITTENER ¹ a consacré un chapitre important de son mémoire à l'étude des **dépôts pleistocènes des environs de Sainte-Croix et de Baulmes**. Il admet avec Du Pasquier une ligne de démarcation entre la zone externe à glaciaire sporadique et la zone interne à grandes moraines terminales, qui correspond à la ceinture de moraines qui suit vers 1200 le versant oriental de la haute chaîne du Jura. Cette ligne s'abaisse dans les angles rentrants ; à l'E de Sainte-Croix elle descend à 1150 m., ce qui permet de supposer que pendant sa dernière grande extension le glacier du Rhône n'a pas franchi le Col des Etroits et que tout le glaciaire alpin du plateau des Granges appartient à la zone externe.

La limite supérieure de la grande extension du glacier du Rhône dans la région du Chasseron paraît bien être à 1350 m. comme l'a admis Favre. Au Mont des Verrières on trouve encore des quartzites alpins à 1220 m., ce qui montre que la pente du glacier vers l'W devait être très faible. L'élément dominant dans l'erratique de la zone externe est formé par des quartzites roulés à patine rousse, avec des protogines, des gneiss d'Arolla, des gneiss à tourmaline, des gneiss à chlorite, des euphotides, des amphibolites, des éclo-gites, des poudingues de Valorsine, etc.... Les points les plus riches en blocs sont le Plateau de la Gittaz (1300 m), les environs de la Chaux (1100 m.), le Mont des Cerfs (1250 m.), la Vraconne (1100 m.) et les Granges Jaccard.

La grande moraine latérale de 1200 m. qui sépare la zone externe de la zone interne est formée surtout de roches pennines avec des blocs de protogine ; mais il se mêle à ces éléments alpins une proportion assez importante de roches jurassiennes, qui ont dû être déposées là par un glacier du Chasseron. Dans la vallée de Sainte-Croix, au-dessous du village, cette moraine a été disloquée par les névés jurassiens et n'est plus représentée que par des blocs épars. Près de la gare se trouve un bloc de porphyre quartzifère de Fully-Luisin (Bas-Valais).

¹ TH. RITTENER. Etude géologique de la Côte aux Fées et des environs de Baulmes et de Sainte-Croix. *Mat. p. la Carte géol. de la Suisse*, nouv. série, t. XIII.

Au-dessous de 1200 m. sur les pentes du Chasseron et des Aiguilles de Baulmes on trouve par places des traînées de blocs erratiques reposant en général sur des paliers et qui paraissent correspondre à des moraines latérales de retrait ; mais ce qui domine ici ce sont la moraine de fond et les dépôts fluvio-glaciaires. Le glaciaire de fond est caractérisé par la nature marneuse de ses argiles et par la quantité importante de calcaires jurassiens qu'il renferme. Il prend une grande importance dans la vallée de Sainte-Croix, dont il paraît couvrir le fond sur des espaces étendus ; il est abondamment répandu aussi sur les flancs du Suchet, au-dessus de Baulmes et au SW de cette localité. Il paraît probable que la colline du Temple de Baulmes, ainsi que celle des trois Poussines plus au SW, représentent les restes d'une moraine appartenant à la phase de récurrence d'un glacier local.

Les dépôts fluvio-glaciaires s'associent en divers points aux moraines ; ainsi dans les environs du Château, à l'E de Sainte-Croix, on peut voir reposant sur le Portlandien poli et strié des graviers nettement stratifiés formés pour les $\frac{9}{10}$ d'éléments jurassiens, qui atteignent 20 m. d'épaisseur. Dans le ravin de la Baumine il y a de l'erratique stratifié en plusieurs endroits ; mais les formations fluvio-glaciaires prennent surtout un grand développement autour du marais de Rances, qu'elles bordent au NW et au SE d'une double chaîne d'éminences orientées SW-NE, et à l'E de Baulmes le long de la ligne Yverdon-Sainte-Croix.

Quant au glaciaire jurassien, il est particulièrement bien développé dans le bassin de l'Auberson ; il y est représenté d'abord par une accumulation énorme de graviers sur le plateau de la Prise Perrier, au S de l'Auberson, aux Grangettes, au Champ Lambert et au N de la Chaux. Des formations correspondantes existent sur les deux versants du valon de Noirvaux, dans la cluse de Longeaigne et jusqu'aux portes de Buttes. Le glacier qui a déposé ces amas morainiques devait être alimenté par les névés du versant N des Aiguilles de Baulmes. Le caractère poli et strié de la presque totalité des éléments permet d'assimiler ces dépôts à une moraine de fond ; d'autre part la présence de quelques rares éléments quartzitiques au milieu des cailloux jurassiens et dans une boue essentiellement calcaire indique que l'extension du glacier local a suivi la grande extension alpine.

... Dans la chaîne du Chasseron il ne reste que quelques lambeaux isolés de glaciaire jurassien ; dans la région des

Aiguilles de Baulmes il existe des moraines jurassiennes typiques aux alentours de Culliairy, dans le haut vallon de la Jougneaz, etc.

M. Rittener désigne sous le nom de **glaciaire de névé** des amas de cailloutis anguleux, de grosseur uniforme, sans stratification apparente et sans ciment autre qu'une substance tuffeuse développée par places, qui forment partout au pied des pentes des dépôts importants. Ces formations se distinguent des éboulis par l'absence remarquable de gros blocs et par le fait qu'ils se continuent souvent à une certaine distance du bas de la pente. Elles paraissent s'être formées au pied des névés inclinés et résulter de l'effritement des rochers des régions élevées, dont les débris après avoir glissé sur la neige se sont accumulés au bas des pentes. On en trouve de beaux exemples contre les deux versants du Mont des Cerfs, contre le pied N des Aiguilles de Baulmes au-dessus de Culliairy, aux Grangettes Cuendet au-dessus de Sainte-Croix et au N de Vuitteboeuf au bord de la route de Vugelles.

M. B. **ÆBERHARDT**¹ a décrit quelques blocs erratiques situés dans le Jura bernois en dehors des grandes moraines internes et dont l'origine ne concorde pas avec l'idée généralement admise de la présence exclusive de roches pennines dans cette partie du glaciaire rhodanien. Ce sont :

1° Au lieu dit Vers la Pompe (ter. de Sonceboz, cote 930) un gros bloc d'éclogite de Saas cubant 20 à 25 m³.

2° Un peu plus au N plusieurs petits blocs d'éclogite de 1 à 2 m³.

3° Au pâturage de l'Envers (ter. de Sonceboz) un bloc d'arkésine et un bloc de protogine.

4° Vers la métairie de Nidau sur la route Sonceboz-La Heutte un bloc de protogine (2 m³).

5° Au pâturage du Droit (ter. de Corgémont) un bloc d'euphotide de Saas de 2 m³, quatre petits fragments d'arkésine disséminés, un bloc de gneiss de 1 m³, un bloc de protogine, un bloc d'arkésine.

6° Au pâturage de l'Envers (ter. de Corgémont) des blocs de protogine, d'arkésine et un bloc de conglomérat calcaire à galets noirs liés par un ciment jaunâtre.

¹ B. **ÆBERHART**. Quelques blocs erratiques intéressants de la moraine externe. *Eclogæ*, vol. VII, p. 199-202.

7° Dans le territoire de Cortébert vers la colline de Rainson deux blocs d'arkésine.

8° Dans le même territoire à l'Envers une grosse plaque tabulaire d'arkésine déjà connue et un bloc de gneiss d'Arolla.

La région de Corgémont, Sonceboz, Cortébert paraît donc être particulièrement riche en blocs du mésoglaciaire et il est intéressant de trouver réunies sur un espace assez restreint des euphotides et des éclogites de Saas, des arkésines du centre de la chaîne pennine et de la protogine du Mont Blanc.

Sous la conduite de M. F. MÜHLBERG¹ la Société géologique suisse a fait en 1901 une excursion fort intéressante dans le **quaternaire des environs d'Aarau, Brugg et Melligen**, dont un rapport spécial a été rédigé.

Dans la carrière du Bruderhaus près d'Unter Entfelden au S d'Aarau affleurent sur 15 m. de hauteur les alluvions des Hautes Terrasses formées surtout de calcaires alpins avec peu de granits et pas de calcaires jurassiens ni de roches valaisannes ; ces éléments sont agglutinés par un ciment assez résistant. Dans la partie W de la carrière, les alluvions ont été partiellement érodées et sur la surface inclinée ainsi formée repose une moraine de fond très décomposée qui contient, outre les calcaires alpins qui y prédominent, des calcaires jurassiens et des roches du Valais. La surface des alluvions au contact avec la moraine est striée de telle façon que les premières étaient évidemment déjà agglutinées avant le dépôt de la seconde ; du reste tout porte à croire que l'alluvionnement des Hautes Terrasses a été séparé de la période glaciaire subséquente par une longue phase d'érosion, pendant laquelle se sont ouvertes, dans la nappe continue des Hautes Terrasses, de profondes vallées correspondant aux vallées actuelles. Cette érosion paraît s'être produite après le retrait du glacier de la Reuss en arrière de la zone des lacs ; elle a été suivie par l'invasion du glacier du Rhône sur toute la région jusqu'à Wildeggen et jusqu'au confluent de l'Aar et du Rhin (principale glaciation de la Suisse).

Des superpositions analogues de la moraine de fond sur les alluvions des Hautes Terrasses s'observent à Moossäcker,

¹ F. MÜHLBERG. Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten- und dem Tafeljura, in das aargauische Quartär und an die Lägern. *Eclogæ*, vol. VII, p. 153-196.

dans le vallon de Roggenhausen, etc....; d'autre part la superposition au bord de la Reuss à l'W de Birmensdorf des alluvions des Basses Terrasses sur de la moraine de fond montre que cette rivière a dû affouiller avant le dépôt de ces alluvions et même avant la grande extension du glacier du Rhône, jusqu'à un niveau à peu près égal à celui du lit actuel.

En remontant le cours de la Reuss, on pénètre dans le cirque des moraines, qui forment les collines de Hühnersteig, Englisgrütacker, Oberholz et Birrenmoos. Vers l'E, près de Rohrdorf, plusieurs restes des Hautes Terrasses épargnés par l'érosion dominant le seuil de la vallée, qui est formé par la Basse Terrasse. A l'extrémité S du Hiltiberg, dans une carrière, on peut voir le contact entre un de ces lambeaux de la Haute Terrasse et la moraine; tandis que par places ce contact est très franc, sur d'autres points il semble y avoir une transition graduelle entre les deux formations, ce qui avait fait admettre par quelques-uns des participants à l'excursion, que les alluvions étaient simplement de la moraine remaniée; mais cette opinion a été abandonnée lorsqu'a été reconnue à l'E et à l'W l'indépendance complète de la moraine et des alluvions.

Sur le flanc W du Heitersberg affleure à une altitude de 630 m., dans une carrière, le Deckenschotter typique. Sur le Sennenberg les moraines anciennes reposent sur la Mollasse; le fait que ces moraines contiennent les mêmes éléments que les moraines internes et surtout qu'elles ne sont pas décomposées semble indiquer que la période de retrait des glaciers qui a séparé le dépôt des deux systèmes de moraines a dû être courte et que les alluvions des Basses Terrasses intercalées entre ces deux systèmes doivent correspondre à un recul peu prononcé des glaciers.

La carte de la Lägern et la notice explicative qui y est adjointe, publiées par M. F. MÜHLBERG¹, montrent que, soit au S, soit au N de cette chaîne, la Mollasse est en grande partie couverte par le Deckenschotter et par les dépôts glaciaires.

Le Deckenschotter dans lequel on peut distinguer deux niveaux étagés, forme au N de la Lägern de vastes plateaux séparés par des tranchées d'érosion. Les moraines de l'avant-

¹ F. MÜHLBERG. Geologische Karte der Lägernkette und Erläuterungen zur geologischen Karte der Lägernkette und ihrer Umgebung. *Eclogæ*, vol. VII, p. 246-270.

dernière glaciation couvrent tout le versant N de la chaîne et s'étendent jusque vers Ober Eendingen, tandis que celles de la dernière glaciation ne dépassent pas au N la ligne de Stadel, Schöflisdorf, Regensberg, Wettingen, Dättwyl. La bordure de cette zone interne est marquée par une succession de moraines frontales bien conservées, qui influent notablement sur la répartition des eaux.

M. F. ANTENNEN¹ a entrepris une étude des **formations pleistocènes de la région supérieure de l'Emmenthal**, parmi lesquelles il distingue : 1° les blocs erratiques apportés par le glacier du Rhône ; 2° l'erratique déposé par le glacier de l'Aar ; 3° le glaciaire local ; 4° les blocs de granite de Habkern.

Dans la vallée supérieure de l'Emme, ce sont les blocs généralement arrondis du granite rouge de Habkern qui constituent l'élément erratique habituel ; à partir de Kemmeribad vers l'aval ces roches deviennent plus rares, quoiqu'on en retrouve jusqu'à Signau. Mais dans tout le bassin de l'Emme jusqu'à cette localité les granites de Habkern sont parsemés de ci de là aux altitudes les plus diverses contrairement à ce qui se passe pour tous les autres éléments erratiques.

Les roches d'origine rhodanienne, beaucoup plus rares, ne se retrouvent plus au S de la ligne Röthenbach, Eggiwyl, Trubschachen, Napf. L'erratique du glacier de l'Aar est particulièrement abondant dans la vallée du Röthenbach, sur les hauteurs de Martisegg et dans la vallée de l'Emme au S d'Eggiwyl, on le retrouve au S jusqu'au Breitmoos et au ravin du Sorbach. L'erratique local, formé essentiellement par les grès du Hohgant, est très développé dans toute la vallée de l'Emme, surtout sur le flanc occidental jusqu'au Breitmoos où se trouvent les moraines frontales. A partir d'Eggiwyl les grès du Hohgant se mêlent à l'erratique de l'Aar.

Pour éclaircir la question controversée des limites respectives des glaciers de l'Aar et du Rhône, à l'E de Berne, il faut d'abord déterminer si l'erratique déposé dans l'Emmenthal par ces deux glaciers est contemporain ou non. Si en effet la plus grande extension du glacier de l'Aar n'a pas coïncidé avec celle du glacier du Rhône, mais l'a suivie

¹ F. ANTENNEN. Die Vereisungen der Emmenthåler. *Mittheil. der naturf. Gesell. Bern.* Jahrg. 1901, p. 1500-1518.

comme l'admet M. Baltzer, ces deux glaciers ont dû franchir successivement, pendant leur plus grande extension, la ligne de faite qui sépare le bassin de l'Emme de la vallée de l'Aar entre Thoune et Berne et occuper successivement la partie de l'Emmenthal qui n'était pas couverte par des glaciers locaux. Or, il existe au N d'Eggiwyl et de Röthenbach à la fois de l'erratique de l'Aar et de l'erratique du Rhône. D'autre part, on rencontre à l'altitude assez constante de 1000 m. environ, niveau qui correspond à celui que M. Baltzer a admis pour le glacier de l'Aar entre Berne et Thoune, des accumulations de blocs de gneiss, de granits, de calcaires alpins provenant sans aucun doute du massif de l'Aar, auxquelles sont associées des terrasses fluvio-glaciaires. Au-dessus de 1000 m. on ne trouve plus que des blocs clairsemés, enfoncés dans le sol, en général très décomposés, de grès du Hohgant et de granits divers, parmi lesquels prédomine le granit de Habkern; les calcaires alpins font complètement défaut. Le dépôt de cet erratique est évidemment antérieur à celui de la moraine de 1000 m., et a dû être effectué par le glacier du Rhône lors de sa plus grande extension, d'autant plus que l'altitude supérieure atteinte par ces blocs, 1300 m., correspond à ce que l'on sait du niveau du glacier du Rhône entre le Gurnigel et le Chasseral. On peut donc admettre que les bassins de l'Emme et du Röthenbach ont été occupés d'abord par le glacier du Rhône jusqu'à l'altitude de 1300 m., puis par le glacier de l'Aar jusqu'à l'altitude de 1000 m.

A la suite d'une étude détaillée de la répartition de l'erratique, M. Antennen établit comme suit la répartition des divers glaciers dans l'Emmenthal, pendant la deuxième glaciation, qui correspond à la grande extension du glacier du Rhône.

L'erratique rhodanien bien caractérisé ne se retrouve pas au S de la ligne Röthenbach, Eggwyl, Napf. Le glacier de l'Aar, qui depuis Thoune devait former le flanc droit du glacier du Rhône et qui transportait surtout des granits de Habkern, des granits gris et des gneiss, devait s'étendre au SE jusqu'à la Hohe Hohnegg et jusqu'à la ligne de séparation des eaux de l'Emme et de l'Ilfis. Le glacier du Rhône ne pénétrait pas, comme l'admettait Favre, dans le bassin supérieur de la Grande Emme; c'est là au contraire que se développait un glacier local, qui rejoignait près de Schlangnau le glacier du Rhône et, formant depuis là son flanc droit, couvrait la vallée de l'Ilfis. Cette dernière peut donc être considérée comme appartenant encore au glacier du

Rhône, dont la limite méridionale aurait passé par le Gurnigel, la Hohe Hohnegg, Schlangnau, Marbach, Wigggen et le Napf.

Lorsque, pendant la troisième glaciation, le glacier de l'Aar s'est avancé jusqu'au N de Berne, il a couvert en partie l'Emmenthal, dans lequel il a pénétré par Schwarzenegg et la vallée du Röthenbach. On en retrouve soit des blocs erratiques isolés, soit des moraines de fond, parmi lesquels prédominent les calcaires alpins noirs et les gneiss, tandis que les granits gris sont plus rares. Les granits de Habkern sont abondants sur certains points au S de Röthenbach, tandis que plus au N ils ne jouent le plus souvent qu'un rôle secondaire ; les grès éocènes sont aussi beaucoup plus fréquents vers le S que vers le N.

Dans la vallée de l'Emme, l'erratique de l'Aar se borne presque exclusivement à des blocs isolés de granit gris, de gneiss, de calcaires alpins et de grès éocènes qu'on rencontre dans les coupures latérales de la vallée. A ces éléments se mêlent en quantité assez importante des grès du Hohgant, dont l'apport ne peut avoir été effectué que par un glacier local, qui devait rejoindre celui de l'Aar au S d'Eggiwyl. En effet, peu en amont de cette localité, l'erratique local se rencontre seul et la répartition des grès du Hohgant permet de reconnaître que ce glacier de l'Emme devait s'élever au Breitmoos jusqu'au niveau de 1020 m., sa limite du côté de l'E coïncidant avec la ligne de faite qui sépare les vallées de l'Emme et du Röthenbach.

Lorsque le glacier de l'Aar en décrue n'a plus pu franchir la ligne de hauteurs qui sépare la vallée de l'Aar du bassin de l'Emme, la langue de ce glacier qui occupait cette dernière région, détachée de son amorce, a été transformée en une masse immobile, incapable d'édifier des moraines frontales, qui a diminué progressivement de volume. Le glacier de l'Emme a profité de cette réduction du glacier principal pour pousser son front jusqu'au N d'Eggiwyl, et semble avoir déposé près de Moosegg deux moraines en arc de cercle qui contiennent des cailloux de Mollasse et de Nagelfluh avec, en quantité plus faible, des grès du Hohgant, des calcaires alpins, des granites et des gneiss. Pourtant l'origine de ces dépôts n'est pas certaine et la limite septentrionale de l'extension incontestable du glacier de l'Emme doit être fixée au Breitmoos. Ce plateau porte trois moraines frontales concentriques dont la mieux conservée est la plus interne ; celle-ci, qui dans toute sa partie occidentale se

décompose en deux talus distincts, est formée par un amas argileux dans lequel sont noyés des blocs anguleux de grès du Hohgant avec quelques calcaires alpins.

Cet erratique, qu'on ne peut attribuer qu'à un glacier local, se superpose dans le ravin de l'Obere Breitmoosalp à de l'erratique du glacier de l'Aar, montrant ainsi que le glacier de l'Emme a poussé en avant après le retrait du glacier de l'Aar.

En arrière de ces moraines frontales, le plateau marécageux qui s'étend de Breitmoosalp à Steinmoos est semé de blocs de grès du Hohgant et tapissé par de la moraine de fond ; en outre, le flanc de la montagne vers l'W porte les traces incontestables d'une moraine latérale qui se suit facilement au-dessus de la route entre Steinmoos et Junkeren. Cette moraine, qui reste d'ailleurs bien en dessous de la limite supérieure de la moraine de fond, renferme une proportion remarquablement forte de calcaires alpins en gros blocs avec une quantité plus faible de grès du Flysch, de granits de Habkern et de grès du Hohgant.

Dans le bassin supérieur de l'Emme, M. Antennen a relevé tout un réseau de moraines frontales et latérales qui indiquent ici la présence à un moment donné de plusieurs glaciers locaux distincts ; il n'a par contre rencontré nulle part dans cette vallée de l'erratique qu'il pût attribuer avec certitude au glacier de la Reuss.

Il ressort de ce qui précède que l'Emmenthal a d'abord été couvert jusqu'au niveau de 1300 m. par le glacier du Rhône auquel s'adjoignaient successivement les glaciers de l'Aar et de l'Emme. Après le retrait du glacier du Rhône, c'est celui de l'Aar qui a occupé la même région jusqu'à l'altitude de 1000 m. Enfin, ce glacier ayant abandonné à son tour l'Emmenthal, le glacier de l'Emme a poussé en avant en tout cas jusqu'au Breitmoos, peut-être jusqu'au N d'Eggiwyl. Des phénomènes analogues se sont produits dans le bassin de la Sarine, ainsi que dans celui de la petite Emme et l'on peut admettre que d'une façon générale les glaciers préalpins ont profité du recul des grands glaciers pour s'étendre en avant vers le N.

Lors de la construction d'un nouveau bâtiment d'école à la Rüti près de Zollikofen, M. E. KISSLING¹ a constaté sous une couche de sable et d'argile à cailloux striés, une zone

¹ E. KISSLING. Lehmgerölle im fluvioglacialen Sand. *Mittheil. der naturf. Gesell. Bern.* Jahrg. 1901, p. 98-105.

de marne sableuse contenant par centaines des cailloux roulés de limon ayant de 1 à 15 cm. de diamètre et dont la forme est tantôt sphérique, tantôt aplatie ou discoïdale, tantôt fusiforme. Ces fragments roulés sont formés de la même argile qui constitue les lits intercalés dans le sable et sont entourés d'une mince couche gréseuse. Ils sont évidemment dûs à l'action d'une eau courante qui, après avoir détaché des morceaux plus ou moins grands des lits argileux voisins, les a roulés pour les déposer un peu plus loin, comme cela se passe fréquemment de nos jours.

La partie la plus importante de l'étude qu'a faite M. J. WEBER¹ des **environs du lac de Pfäffikon** est consacrée aux formations pleistocènes de cette région, qui comprennent les alluvions de la vallée de l'Aa, les dépôts morainiques qui se superposent aux précédentes, et les moraines et les graviers qui couvrent la région de Bäretswil, d'Adetswil et de Hittnau et qui remontent jusqu'à un niveau très supérieur à celui qu'atteignent les autres formations quaternaires.

Les alluvions de l'Aa, stratifiées horizontalement, sont tantôt solidement cimentées, tantôt mal agglutinées ; elles sont visibles sur les deux flancs de la vallée de Ober Uster à Aathal, sur le flanc droit seulement entre Aathal et Unter Medikon ; leur surface est à 20 m. environ au-dessus du niveau actuel de la vallée et leur épaisseur paraît être de 10 à 15 m. ; en divers points on les voit supporter de la moraine de fond bien caractérisée. Il existe en dehors de la vallée deux gisements qui paraissent se rattacher à ce même système d'alluvions, l'un se trouve sur la route de Ober Uster à Ottenhausen au N de la vallée, l'autre au S entre Ober Giebel et Homberg.

A l'E de la dépression du lac de Pfäffikon, la région plus élevée qui s'étend du Kemptenerwald et du Diesenwaltsberg vers le N et le NW est couverte de formations fluvio-glaciaires, parmi lesquelles la moraine de fond occupe la plus grande surface. Cette dernière, dans laquelle les cailloux prédominent en général sur l'argile, a une épaisseur variable qui peut aller jusqu'à 10 m. Elle prend un grand développement autour de Bäretswil, d'Adetswil et de Hittnau, et remonte jusqu'à 770 m. sur le flanc du Diesenwaltsberg, jusqu'à 845 m. au N d'Adetswil.

Entre Bäretswil et Schürli une belle terrasse presque hori-

¹ J. WEBER. Beiträge zur Geologie der Umgebung des Pfäffikersee. *Mittheil. der naturwiss. Gesell. in Winterthur*, 1900-1901.

zontale et dont les graviers sont bien stratifiés, repose sur la moraine de fond. Les cailloux y sont en proportion notablement plus forte vers l'W que vers l'E, et l'auteur, adoptant une opinion de M. Heim, considère ces alluvions comme déposées là par un torrent sorti d'un glacier et ayant coulé de l'E à l'W. Sur cette terrasse reposent de nouvelles moraines, dont l'une, qui forme à l'W de Bäretswil la colline de Bühl, est stratifiée à la base, tandis que toute sa partie supérieure est formée de matériaux anguleux non stratifiés et souvent striés. Des dépôts fluvio-glaciaires analogues à ceux de Bäretswil se retrouvent au NE de Ober Hittnau et dans les environs de Nieder Dürstelen.

Sur les deux versants de la dépression de Pfäffikon et dans les environs de Wetzikon, Heussberg, Sulzbach, etc.,... les formations glaciaires forment une couverture continue et donnent naissance à un paysage drumlinique classique. Les drumlins, allongés du SE au NW, se suivent en séries plus ou moins prolongées parallèles les unes aux autres. Ils sont tous formés d'argile pas du tout ou très imparfaitement stratifiée avec des blocs de dimensions très diverses et en quantité très variable mais toujours en grande partie striés. Entre les drumlins la moraine de fond forme des dépressions peu accusées, dans lesquelles se logent des marais ou des tourbières. En quelques endroits des dépôts de graviers, plus ou moins bien stratifiés et souvent peu distincts de la moraine, peuvent être considérés comme accumulés par les eaux glaciaires ; tel est le cas des graviers de Ober Medikon, de Robank et de Rebacker.

La dépression du lac de Pfäffikon doit être envisagée comme une vallée d'érosion barrée par des matériaux morainiques. Ce barrage consiste en trois moraines frontales qui se suivent à de faibles intervalles du S au N ; la première traverse la vallée un peu au NW des maisons de Speck, la seconde s'étend en arc de cercle de Brandrüti à la ruine au S de Speck, la troisième forme les collines de Hölchweid et de Schanz à l'W de Pfäffikon. Ces moraines ont été partiellement remaniées par l'émissaire du glacier, qui a en particulier détruit toute la portion orientale de la seconde d'entre elles et a répandu au N de Pfäffikon une abondante quantité d'alluvions. Il paraît du reste évident que ce barrage morainique n'aurait pas suffi à donner au lac de Pfäffikon la profondeur qu'il possède et il faut faire intervenir ici ou bien un affaissement local, ou bien un affouillement de la Mollasse par le glacier.

Les graviers très nettement stratifiés en couches horizontales et surtout en couches inclinées qui affleurent près de Robenhausen au S du lac paraissent avoir été déposés directement par le glacier et doivent probablement être assimilés aux Asars.

M. C. REHSTEINER ¹ a rendu compte de tout ce qui a été fait dans le canton de Saint-Gall pour la conservation des blocs erratiques. La Société d'histoire naturelle a acquis 175 spécimens, dont 147 sont restés en place, tandis que 28 ont été transportés au Stadtpark de Saint-Gall. L'auteur donne la liste complète de ces blocs avec leur situation exacte, leur caractère pétrographique, leurs dimensions et leur provenance probable.

M. BR. MÖBUS ² a entrepris une étude détaillée du glacier pleïstocène de l'Oglio qui, descendant du Monte Gavia, du Monte Tonale et du massif de l'Adamello, remplissait le Val Camonica et s'étendait jusqu'au S du lac actuel d'Iseo avec une longueur de plus de 100 km. et une largeur de 10 à 15 km.

Les moraines frontales de ce glacier forment entre Iseo et le Monte Orfano un vaste amphithéâtre de 12 km. de longueur sur 10 de largeur, comprenant sept chaînes concentriques de moraines, dont deux appartiennent à la première glaciation, les cinq autres à la deuxième. Des deux moraines de la première glaciation la plus interne s'étend de Monticello-Brusati par Passirano, Cazzago et Villa, jusqu'à Zocco di Sopra. La seconde n'est bien conservée qu'au NW de Rovato où elle forme un talus peu marqué parallèle à la crête du Monte Orfano. Toutes deux se distinguent des moraines internes par leur relief peu accentué, leur décomposition avancée et leur cimentation bien accusée (Feretto). Vers le S elles passent à des dépôts fluvio-glaciaires, puis à de véritables alluvions.

Les moraines terminales de la deuxième glaciation se succèdent de l'intérieur à l'extérieur suivant les lignes suivantes :

1^o Clusane-Iseo.

2^o Colombaro, Timoline, Provaglio (moraine très bien conservée).

¹ C. REHSTEINER. Unsere erratischen Blöcke. *Ber. über die Thätigkeit der St-Gall. naturwiss. Gesell.*, 1900-1901, p. 138-168.

² BR. MÖBUS. Der diluviale Ogliogletscher. *Mitth. der naturf. Gesell. Bern.* Jahrg. 1901, p. 44-66.

3° Monte Alto, Grumi, La Chiusa.

4° Nigoline, Borgonato, Fontane.

5° Adro, Erbusco, Bornato, Sergnana (très belle moraine).

Il existe en outre au S de Borgonato les restes d'une moraine médiane dirigée N-S, et deux moraines latérales sont partiellement conservées, dont l'une suit à peu près la route d'Iseo à Sergnana, et dont l'autre s'étend de Clusane à Adro le long du Monte Alto.

Les alluvions correspondant à la dernière glaciation forment des deux côtés de l'Oglio, à 35 m. environ au-dessus de la rivière, des terrasses fort belles qui se prolongent jusqu'au S de Pontoglio.

Dans la région de l'amphithéâtre, c'est la moraine de fond qui prédomine; il s'y mêle des dépôts fluvio-glaciaires et des argiles, mais les formations alluviales sont plus abondantes vers l'W de la région morainique.

Au S du lac d'Iseo, le flanc de la vallée est couvert jusqu'à une altitude de 700 m. par des cailloutis glaciaires, sur lesquels se superposent les moraines de Pianissi-Palazzina et de Palazzina-Invino. Le glacier a probablement atteint pendant sa plus grande extension la ligne de faite et une partie des matériaux qu'il transportait a dû tomber dans le Val Foina. Des superpositions analogues de moraines latérales sur le cailloutis glaciaire se retrouvent entre Sulzano et Marone et dans l'Isola. La moraine de fond est très développée au-dessus de Marone et dans les environs de Pisogne.

Le flanc NW de la vallée est également couvert sur de grands espaces par la moraine de fond en particulier près de Pianico, où M. Baltzer a découvert des dépôts interglaciaires à flore de climat pontique, dans la région de Solto où le cailloutis est recouvert par plusieurs moraines latérales, dans la vallée de Fonteno, près de Parzanica, dans le Val Vigolo, au-dessus de Predore et dans le Val Adrara.

Dans le Val Camonica en amont du lac d'Iseo, on trouve soit des cailloutis de la moraine profonde, soit des tronçons de moraines latérales, mais il n'y existe aucun indice de moraine frontale. Les mamelons drumliniques sont très abondants sur les deux versants de la vallée et par places les roches sont superbement polies et striées.

Au-dessus de Benoit la limite supérieure de l'erratique est à 1700 m., soit à 1400 m. au-dessus du seuil de la vallée, puis elle s'abaisse assez rapidement, et au-dessus d'Iseo elle ne dépasse pas 650 m.

Parmi les éléments erratiques transportés par le glacier de l'Oglio les plus abondants sont le granite de l'Adamello, les gneiss à sérinite, les quartzites micacés, les quartzporphyres, les calcaires du Lias, les grès et les conglomérats du Trias, les calcaires rhétiens et les corgneules. A ces roches se mêlent en quantité beaucoup plus faible des diorites, des amphibolites, de la majolica, des marbres blancs, des schistes siliceux du Jurassique moyen et supérieur, etc....

Des dépôts interglaciaires ont été découverts à Pianico, à l'W de Sarnico, à Vidongo, dans le Val Foresto et dans le Val Cavallina.

Si l'on fait abstraction d'une première glaciation possible, à laquelle correspondraient les alluvions de Montecchio, le glacier de l'Oglio a marqué une grande crue à laquelle appartiennent la moraine de fond inférieure de Pianico, les moraines de Castro et Grone, les moraines latérales supérieures de la rive droite du lac et les deux moraines terminales externes de l'amphithéâtre d'Iseo. Ensuite il a dû se retirer fort loin dans l'intérieur des chaînes et un climat doux s'est établi, comme l'attestent les restes de *Rhododendron ponticum*, de *Rhinoceros Mercki*, et d'*Elephas meridionalis* découverts à Pianico et ailleurs. Puis le glacier a dessiné une nouvelle crue presque aussi importante que la précédente, et a poussé ses moraines frontales jusqu'à la ligne Adro-Bornato-Cazzago. Enfin il s'est retiré d'abord lentement, en déposant successivement les quatre moraines terminales de l'amphithéâtre d'Iseo, puis beaucoup plus rapidement, comme le montre l'absence de moraines frontales dans le Val Camonica.

Morphologie et Hydrographie quaternaires. — M. E. BRÜCKNER ¹, se basant sur un grand nombre d'observations, admet que, avant la première glaciation, une vaste plaine formée par dénudation devait s'étendre des Alpes au Jura avec une faible inclinaison vers ce dernier. C'est sur cette plaine, dont les massifs du Napf, du Hörnli et du Gibloux dépassaient seuls le niveau, que s'est déposé le Deckenschotter. L'inclinaison de cette plaine subalpine s'est conservée jusqu'à nos jours, et à ce propos l'auteur montre que les terrasses à inclinaison inverse des bords du lac de Zürich ont un plongement qui correspond exactement à la compo-

¹ E. BRÜCKNER. Morphologie du Plateau suisse et du Jura. *C. R. des travaux Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 102-104, et *Archives Genève*, t. XIV, p. 475. Voir aussi *Eclogæ*, vol. VII, p. .

sante du plongement de la Mollasse sous-jacente qui tombe dans le plan axial de la vallée. M. Äppli a été induit ici en erreur par le fait qu'il a tenu compte seulement du plongement de la Mollasse dans la direction perpendiculaire à l'axe des plis. Les terrasses en question sont des terrasses de dénudation conformes aux couches de la Mollasse.

Modifiant ensuite la conception émise par M. Heim, l'auteur admet qu'un affaissement du massif alpin a dû se produire immédiatement après le plissement, soit au début du Pliocène; ensuite l'érosion ayant provoqué une diminution de masse considérable des Alpes un nouvel exhaussement a dû avoir lieu.

Dans une seconde notice consacrée à la **morphologie du Jura**, M. E. BRÜCKNER¹ rappelle tout d'abord la classification des états morphologiques établis par M. W.-M. Davis qui distingue : 1° l'état de jeunesse dans lequel les formes sont encore étroitement dépendantes de la tectonique et l'œuvre de l'érosion n'est qu'ébauchée; 2° l'état de maturité dans lequel les grandes vallées sont déjà creusées et les principaux cours d'eau ont atteint leur profil d'équilibre, mais où les crêtes n'ont subi encore qu'une faible dénudation; 3° l'état de sénilité où le relief tectonique a été effacé par le travail continu de l'érosion et de la désagrégation, et où les vallées ne sont plus séparées que par de larges dos plats. Cet état amène finalement à la pénéplaine, dont la surface n'est plus que faiblement ondulée.

Passant ensuite à la morphologie du Jura, l'auteur montre que le Jura tabulaire doit être considéré comme une plaine de dénudation, malgré l'horizontalité de ses formations constituantes, parce que les failles qui le traversent ne sont marquées par aucune dénivellation. Quant au Jura plissé, il forme sur toute la bordure SE, ainsi que dans la région du Lomont, du Clos du Doubs et des cluses bernoises, des chaînes anticlinales bien accusées, tandis que dans les Franches Montagnes et une partie du Jura neuchâtelois et vaudois les couches sont bien plissées en anticlinaux et synclinaux, mais ces plis sont abrasés et la surface du sol, à peine ondulée, prend la forme d'une pénéplaine de dénudation. La transition de la première morphologie à la seconde est du reste graduelle; le Mont Damin et la Tête de Rang

¹ E. BRÜCKNER. Notice préliminaire sur la morphologie du Jura suisse et français. *Archives Genève*, t. XIV, p. 633-642.

représentent clairement des voûtes tronquées par une surface oblique plongeant de 5° à 6° vers le NW et se raccordant avec la surface de la pénéplaine ; même la chaîne du Chasseral est tronquée du côté NW par une surface de dénudation semblable qui plonge cette fois de 15° à 18°. Ainsi la pénéplaine des Franches Montagnes se continue dans les chaînes jurassiennes, mais ici elle est disloquée, inclinée et en partie replissée.

Il faut donc admettre que le Jura a passé par deux phases de plissement séparées par une période de repos et de dénudation. Le plissement primaire date de la fin du Miocène, tandis que la phase de dénudation et la dislocation secondaire qui l'a suivie doivent être d'âge pliocène. Cette dernière dislocation doit avoir consisté non seulement dans un replissement des chaînes jurassiennes, mais aussi dans un soulèvement général de toute la région du Jura, car on ne pourrait expliquer autrement le caractère juvénile de plusieurs des vallées (Doubs, Saint-Imier, Ain), qui traversent cette topographie d'un type tout à fait sénile.

D'autre part, la présence de galets provenant du bassin du Rhône et des Alpes centrales dans les alluvions pliocènes, qui du Sundgau s'étendent en avant du Jura jusque dans les vallées de la Saône et du Vignon, semble démontrer que le Jura a dû pendant une partie du Pliocène faire partie intégrante de la pénéplaine subalpine, de telle façon que le transport des graviers alpins pouvait se faire sans obstacle par dessus sa surface. Ainsi le soulèvement définitif du Jura doit se placer entre le dépôt des alluvions du Sundgau et celui du Deckenschotter.

M. TH. BIELER¹, reprenant la discussion de la thèse de Morlot suivant laquelle les lacs de Genève et de Neuchâtel auraient formé à un moment donné un seul grand bassin en forme de T, a montré que les hautes terrasses franchement lémaniques ne s'élèvent pas à plus de 30 m. au-dessus du niveau actuel du lac. Au delà de cette altitude, les terrasses existantes se sont formées dans des lacs de barrage latéraux au glacier du Rhône ; ainsi à Chamblandes et à Montriond le Crêt, à 42 m. au-dessus du lac, se trouvent des alluvions dont les strates sont nettement inclinées du S au N, soit dans une direction justement opposée à celle de l'inclinaison

¹ TH. BIELER. Le Léman et le lac de Neuchâtel ont-ils été soudés autrefois aux temps postglaciaires de façon à former un bassin unique ? *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.* C. R. de la séance du 2 juil. 1902.

d'alluvions lémaniques. D'autre part les terrasses de Thonon, qui sont caractérisées par l'inclusion de gros blocs erratiques et par leur surface très inégale, font l'impression d'un alluvionnement formé graduellement par la Dranse au bord du glacier qui se retirait ; elles ne représentent pas des terrasses lacustres du Léman. Enfin les terrasses de la Veveyse paraissent être des alluvions terrigènes, déposées elles aussi dans un lac de barrage latéral au glacier. Ainsi il paraît démontré que le niveau du lac de Genève n'a jamais dépassé de plus de 30 m. son niveau actuel et qu'il n'a par conséquent pas pu se former la grande nappe d'eau continue du Fort de l'Ecluse à Wangen que supposaient Morlot et d'autres après lui.

M. A. BALTZER¹, à la suite de nouvelles recherches dans le bassin du lac d'Iseo, a reconnu d'une façon certaine l'**inclinaison inverse des moraines latérales** sur le flanc SE de la vallée entre le Redondone et la Punta del Orso. De même les terrasses qui s'échelonnent sur le versant NW depuis les bords du lac (185 m.) jusqu'à 1000 m. sont inclinées vers l'amont. Ces observations confirment l'hypothèse d'après laquelle la formation du lac d'Iseo serait due à un affaissement transversal à l'axe de la vallée.

Autour du bras de Lecco du lac de Côme, l'inclinaison des terrasses est nettement inverse et comme la profondeur du lac augmente progressivement de Lecco à Bellagio, il paraît y avoir une corrélation entre l'abaissement du fond du lac et la marche rétrograde des terrasses. Ainsi le lac de Côme comme celui d'Iseo, semble devoir son origine à des déformations tectoniques du sol et à un affaissement local transversal à la direction de sa vallée.

Faunes quaternaires. — Grâce à de nouvelles recherches entreprises par M. le Dr Nuesch dans la caverne de Thayngen, des débris plus ou moins calcinés de divers animaux, restes des repas des populations de l'époque magdaléenne qui habitaient cette station, y ont été découverts. M. TH. STUDER², auquel ces ossements ont été communiqués, a pu y reconnaître les espèces suivantes : le lion, le chat sauvage

¹ A. BALTZER: Zur Entstehung des Iseosee- und des Comerseebeckens. *Centralblatt. f. Min. Geol. u. Pal.*, 1902, p. 323-331.

² TH. STUDER. Les ossements trouvés dans la caverne de Thayngen. *C. R. des travaux Soc. helv. des sc. nat.*, 1902, p. 167, et *Archives Genève*, t. XIV, p. 540-543.

des steppes sibériennes, le lynx, le loup, le renard bleu, le renard vulgaire, le glouton, la marte, la loutre, l'ours, la musaraigne, le lièvre alpin, le lièvre commun, la marmotte, le souslik, le pall, le hamster, le mulot, le campagnole des neiges, le lemming à collier, le loir, le castor, le mammoth, le rhinocéros tichorhinus, le cheval, l'âne sauvage, le cerf, le chamois, le bouquetin, le bœuf primitif, le bison, puis plusieurs oiseaux, parmi lesquels *Lagopus albus* et *Lag. alpinus*. Ce qui frappe ici c'est la réunion d'animaux qui ne se trouvent généralement pas ensemble, les uns, comme le mammoth, le rhinocéros, le renard bleu et surtout le lemming à collier, appartenant à la faune des toundras glaciales, les autres comme le souslik, le hamster, l'âne et le cheval appartenant à la faune des steppes, d'autres enfin, comme le cerf, le bison, le bœuf, la marte, le loir, appartenant à la faune des forêts. Ce mélange s'explique puisqu'il a été créé par l'homme chasseur, surtout si l'on admet que près des glaciers retirés depuis peu se trouvaient de véritables toundras peu étendues, tandis qu'un peu plus loin s'étaient déjà formées de véritables steppes et que dans les parties abritées avaient dû s'établir des forêts importantes.

M. E. KISSLING¹ a signalé la découverte d'ossements de marmottes dans des graviers fluvio-glaciaires près de Krauchthal (environs de Berne). D'autre part, un véritable terrier, au fond duquel gisaient deux squelettes de marmottes a été mis au jour lors de l'établissement de la ligne Berthoud-Thoune au S de Biglen dans une ancienne moraine du glacier de l'Aar. Enfin, d'autres ossements du même animal ont été trouvés récemment à l'extrémité orientale du Jensberg dans des alluvions fluvio-glaciaires, ainsi que sur l'emplacement de la nouvelle route forestière Spitalheimberg Schnittweier.

M. TH. STINGELIN² a décrit en détail un crâne d'*Elephas primigenius* qui a été découvert en 1901 au pied de la Hardeggen près d'Olten et qui a été déposé au musée de cette ville. Ce crâne est avec celui de Niederweningen, qui appartient au musée de Zurich, le mieux conservé de ceux qui ont été trouvés en Suisse. Il était inclus dans un amas de

¹ E. KISSLING. Weitere Funde von Arctomysresten aus dem bernischen Diluvium. *Mittheil. der naturf. Gesell. Bern*, 1901, p. 103-105.

² H. STINGELIN. Ueber ein im Museum zu Olten aufgestelltes Kranium von *Elephas primigenius*. *Mém. Soc. pal. suisse*, vol. XXIX, 1902.

graviers, de sable et d'argile qui comblait une sorte de fossé peu profond creusé dans le Malm et qui était supporté par une couche d'alluvion appartenant au système des Basses Terrasses.

M. H. WEGELIN¹ a signalé la découverte près de Diessenhofen dans les alluvions de la troisième glaciation de trois vertèbres cervicales d'un petit cheval, qui paraît appartenir à la même race connue déjà du Schweizerschild et de Thayngen.

Le même auteur a signalé d'autre part la découverte d'un bois complet, d'un crâne et de diverses parties du squelette de *Cervus elaphus* faite dans la craie lacustre sous-jacente à la tourbe entre Morischwang et Hernzikon (Thurgovie). La craie renferme d'autre part des Limnées, Valvata, Planorbis et Pisidium.

Enfin, M. Wegelin a récolté dans l'argile quaternaire de Moos entre Langdorf et Felben (Thurgovie) 26 espèces de Gastéropodes continentaux ou d'eau douce et 2 espèces de Lamellibranches, qui appartiennent toutes à des formes actuellement vivantes. Des gisements analogues se retrouvent près de Weinfelden et d'Andeldingen.

Objets travaillés préhistoriques. — M. BODMER-BEDER² a entrepris une étude pétrographique des divers matériaux qui ont servi aux populations des palafites pour la fabrication de leurs instruments, dans le but de déterminer l'origine de ces matériaux. Son examen a porté spécialement sur des échantillons provenant des stations lacustres des lacs de Bienne, de Neuchâtel, de Morat, de Constance et de Zurich. Les matériaux étudiés, classés pétrographiquement, se répartissent comme suit :

1° Les néphrites compactes ont été fréquemment employées et se trouvent parmi les matériaux travaillés des stations de Zug et de Cham, de Maurach, Eschenz et Mammern au bord du lac de Constance, de Lüscherz et Gerlafingen sur le lac de Bienne, de Fond sur le lac de Neuchâtel. Ces roches sont formées par un agrégat de fibres microscopiques d'amphibole néphritique au milieu duquel se déta-

¹ H. WEGELIN. Kleinere Mittheilungen. *Mittheil. der thurgau. naturf. Gesell.*, H. 15, p. 58.

² A. BODMER-BEDER. Petrographische Untersuchungen von Steinwerkzeugen und ihrer Rohmaterialien aus schweizerischen Pfahlbaustätten. *N. Jahrb. f. Min. Geol. und Pal.*, Beilage, B. XVI, p. 165-198, 1902.

chent des cristaux de trémolite ; elles rappellent exactement les néphrites du massif du Gothard d'où elles ont été probablement transportées sur la plaine suisse par les glaciers.

2° Les jadéites compactes existent en petite quantité parmi les objets travaillés des stations de Zurich (Bauschanze), de Mörigen et de Gerlafingen ; on les retrouve d'autre part dans le matériel erratique des lacs de Genève, Neuchâtel et Bienne. Ce sont des roches vertes, translucides aux arêtes, formées essentiellement de petits cristaux de jadéite, avec une structure cataclastique très développée. Quoiqu'aucune roche semblable ne soit connue jusqu'ici en place dans les Alpes suisses, il paraît probable que ces jadéites ont dû exister dans les massifs de l'Allalin, du Görnérgrat et du Mont Rose en connection avec les amphibolites serpentineuses et les schistes à glaucophane qui s'y trouvent encore actuellement.

3° L'auteur réunit sous le nom de chloromélanites une série d'échantillons vert-foncé, compacts ou finement grenus, formés essentiellement de jadéite et d'amphibole. Deux haches provenant du lac de Bienne et de Mörigen, formées de chloromélanite typique, appartiennent à un type pétrographique qui se retrouve dans les dépôts fluvio-glaciaires du Rhône. Une hache du lac de Bienne, constituée par un agrégat très fin de jadéite et de hornblende, correspond comme composition et comme structure à certaines concrétions qu'on rencontre dans les granites et les syénites. Enfin on trouve sur les bords du lac de Bienne, comme matériel brut des fragments d'une roche massive, vert-foncé, formée d'amphibole, de jadéite, de diopside et de plagioclase avec très peu de quartz, qui rappelle beaucoup les apophyses filoniennes des formations gabbroïdes.

4° Plusieurs objets récoltés sur les bords du lac de Zug sont confectionnés avec une serpentine toute semblable à celle qui affleure à la Gurschenalp sur le versant N du Gothard, et qui résulte de la serpentinitisation d'une Harzburgite typique traversée par le tunnel. Il existe en outre dans les stations palafitiques du lac de Bienne et d'Enggistein près de Biglen (Emmenthal) des serpentines, dont l'origine doit être cherchée dans la zone amphibolitique qui traverse les Alpes bernoises, le massif du Trift et les vallées d'Aletsch et de Lötsch.

5° Sur les bords des lacs de Bienne et de Neuchâtel se trouvent en abondance des objets confectionnés avec des

gabbros plus ou moins décomposés, en général très riches en Saussurite, qui paraissent appartenir aux gabbros du massif du Mont Rose et de la vallée de Saas. Certaines Saussurites très compactes peuvent être facilement confondues avec des jadéites.

Il paraît donc probable que tous les matériaux utilisés par les populations néolithiques de Suisse pour la confection de leurs instruments proviennent des Alpes, quoique l'origine de beaucoup d'entre eux ne puisse pas être fixée avec certitude. Ce sont évidemment les glaciers qui ont opéré le transport de ces différentes roches de leur point d'origine jusque dans la région des lacs.

Populations préhistoriques. — Par suite de nouvelles fouilles entreprises à Chamblandes près de Pully (Vaud), MM. SCHENCK¹ et NÆF ont mis au jour douze nouvelles tombes, semblables à celles déjà décrites de la même localité par Morel-Fatio et par le Dr Marcel. Ces sépultures, réunies par groupes de quatre à six, sont orientées de l'E à l'W ; elles sont formées uniformément de quatre dalles placées de champ en rectangle et sont couvertes par une pierre plate plus grande que les autres. Le mobilier funéraire accompagnant les corps comprend : 1° des défenses de sanglier toutes percées aux deux extrémités, imbriquées, et disposées sur trois rangées de douze, de façon à former sur la poitrine une sorte de plastron ; 2° des coquillages marins, d'origine méditerranéenne, qui paraissent avoir été portés autour du cou par les femmes ; 3° de petites rondelles percées, taillées dans des coquillages ; 4° des morceaux d'ocre jaune et rouge placés en général vers la tête et les mains. Dans une tombe on a trouvé des poteries grossières du type néolithique ; en outre, des restes de charbon et d'os calcinés, qui se sont rencontrés aussi bien dans les tombes que dans leur voisinage, semblent provenir de cérémonies religieuses. Ce mobilier funéraire est le même que celui qu'on rencontre dans les stations néolithiques de Concise et de Chevroux.

Les tombes fouillées par MM. Schenck et Næf renferment généralement deux squelettes couchés sur le côté gauche avec la face tournée vers le S ; les colonnes vertébrales sont recourbées, les jambes ramenées contre la poitrine et les bras repliés avec les mains réunies sur le cou ou la face.

¹ A. SCHENCK. Les sépultures et les populations préhistoriques de Chamblandes. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXXVIII, p. 157-185.

TABLES SPÉCIALES

DE LA

REVUE GÉOLOGIQUE SUISSE

I. TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Introduction	601
Nécrologies.	604
 I. Tectonique. ALPES. Massif du Simplon	603
Grands plis couchés et nappes de charriage.	605
<i>Alpes calcaires occidentales.</i> Kienthal. Alpes calcaires de Savoie.	613
<i>Préalpes.</i> Environs de Territet. Hornfluh.	616
JURA. Région de Baulmes-St ^e Croix-Côte-aux-Fées. Moutier. Cluses de Mumliswyl et d'Ensingen. Hauenstein. Lägern.	617
Plateau mollassique	624
 II. Minéralogie et Pétrographie. MINÉRALOGIE	626
Minéraux du Binnenthal ,	626
Gites minéraux du massif de l'Aar.	629
Minéraux divers.	634
Point de fusion des minéraux.	635
PÉTROGRAPHIE. Massif de l'Aar	637
Gites métallifères du mont Chemin.	638
Aiguilles-Rouges	642
Asbest de Poschiavo.	645
<i>Aérolithes</i>	646
 III. Géologie dynamique. ACTIONS ET AGENTS EXTERNES.	646
<i>Sources et eaux d'infiltration.</i> Venues d'eau dans le tunnel du Simplon. Sources de Saint-Moritz. Source de la Noiraigue	646
<i>Cours d'eau.</i> Erosion tourbillonnaire. Erosion post-glaciaire. Cir- culation des torrents à l'air libre et sous les glaciers. Erosion et transport opérés par la Sarine. Rapides de Laufenbourg	649
<i>Ruissellement.</i> Lapiés du Jura	656

	Pages
<i>Lacs. Sédimentation. Origine des lacs glaronnais. Lacs de Neu-</i> <i>châtel, Bienne et Morat. Seiches.</i>	657
<i>Glaciers et névés. Variations</i>	662
<i>Avalanches</i>	667
<i>Structure rubannée</i>	667
<i>Transports éoliens</i>	670
<i>Tourbières</i>	671
ACTIONS ET AGENTS INTERNES. <i>Tremblements de terre</i>	671
<i>Volcanisme</i>	672
<i>Métamorphisme.</i>	673
 IV. Stratigraphie et Paléontologie. Généralités	 675
<i>Trias. Hauenstein et Lägern</i>	675
<i>Jurassique. Alpes.</i>	676
<i>Préalpes et klippes.</i>	677
<i>Jurassique du Jura</i>	678
<i>Crétacique. Hautes-Alpes calcaires</i>	685
<i>Crétacique des Préalpes</i>	686
<i>Crétacique du Jura</i>	689
<i>Nummulitique et Flysch. Classification des Nummulites</i>	691
<i>Nummulitique des Hautes-Alpes calcaires.</i>	692
<i>Sidérolithique. Jura bernois</i>	694
<i>Mollasse. Région de Genève et Bellegarde</i>	696
<i>Faunes de Vertébrés oligocènes</i>	700
<i>Mollasse du Jura</i>	701
<i>Mollasse du plateau suisse</i>	702
<i>Pleïstocène. Dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du bassin de l'Arve</i>	706
<i>Alluvions du bassin du Léman</i>	708
<i>Quaternaire du Jura occidental</i>	710
<i>Quaternaire des environs d'Aarau et Melligen</i>	715
<i>Quaternaire de l'Emmenthal</i>	717
<i>Quaternaire des environs de Pfäffikon et de Saint-Gall</i>	721
<i>Glacier pleïstocène de l'Oglio</i>	723
<i>Morphologie et hydrographie quaternaires</i>	725
<i>Faunes quaternaires</i>	728
<i>Objets travaillés préhistoriques</i>	730
<i>Populations préhistoriques</i>	732

II. TABLE DES AUTEURS

- AEERHARDT, B. Alluvion du bassin du Léman, 708. Blocs erratiques du Jura bernois, 714.
- ANTENNEN, F. Dépôts glaciaires de l'Emmenthal, 717.
- BALTZER, A. Biographie de Fellenberg, 601. Géologie du massif de l'Aar, 637. Origine des lacs de Côme et d'Iseo, 728.
- BAUMHAUER, H. Constitution des minéraux, 626. Lépidolithe, 626. Seligmannite, 626. Minéraux divers du Binnenthal, 627.
- BIELER, TH. Extension préhistorique du Léman, 727.
- BILLWILLER, R. Tremblements de terre en 1901, 671.
- BLUMER, S. Origine des lacs glaronnais, 657.
- BODMER-BEDER, A. Asbest de Poschiavo, 645. Objets travaillés néolithiques et leur origine, 730.
- BOERIS, G. Anatase du Saint-Gothard, 634.
- BRÜCKNER, ED. Sédimentation dans le lac d'Oeschinen, 657. Morphologie du plateau suisse, 725. Morphologie du Jura, 726. Voir Penck.
- BRUGNATELLI, L. Olivine titanifère du val Malenco, 635. Beryll de Sondalo, 635.
- BRUN, A. Point de fusion des minéraux, 635. Théorie du volcanisme, 672.
- BRUNHES, J. Erosion tourbillonnaire, 649.
- BÜHRER, W. Action calorique de la neige, 669.
- CHAIX, E. Erosion postglaciaire, 652.
- COHEN, E. Météorite de Rafrüti, 646.
- CRAMMER, H. Structure rubannée des glaciers, 668.
- DEPÉRET, CH. et DOUXAMI, H. Vertébrés oligocènes de Pyrimont, 697.
- DOUXAMI, H. Crétacique du massif de Platé, 686. Nummulitique de la même région, 692. Mollasse des environs de Genève, 696. Tertiaire de la vallée Bellegarde-Seyssel, 697. Quaternaire de la même région, 706. Quaternaire du massif de Platé, 707. Voir Depéret.
- DUBOIS, A. Source de la Noiraigue, 649.
- FINSTERWALDER, S. et MURET, E. Variations des glaciers, 663.
- FOREL, F.-A. Glaciers du Mont Blanc en 1780, 664. Chutes de poussières, 670.
- FOREL, F.-A., LUGEON, M. et MURET, E. Variations des glaciers, 662.
- GERBER, E. Tectonique du Kienthal, 613.
- GREMAUD, A. Fossiles de Montsalvens, 686. Grès du Flysch, 694.
- GREPIN, ED. Fossiles originaux du Musée de Bâle, 675.
- HAGENBACH-BISCHOFF. Variations du glacier du Rhône, 662.
- HAUG, E. Pli couché des Diablerets, 613.
- HEIM, A. Tectonique des Alpes, 611.
- HELBLING, R. Gîtes métallifères du Mont Chemin, 638.
- HESS, H. Structure rubannée des glaciers, 667 et 669.

- JACCARD, FR. Blocs exotiques de la Hornfluh, 616.
- JACKSON. Voir Solly.
- JOUKOWSKY, E. Eclogites des Aiguilles-Rouges, 642.
- JUILLERAT, E. Voir Rollier.
- KISSLING, E. Mollasse de l'Emmenthal, 702. Cailloux de limon dans un sable fluvio-glaciaire, 720. Restes de marmottes pleistocènes, 729.
- KÖNIGSBERGER, J. Gîtes minéraux du massif de l'Aar, 629.
- LEWIS, W.-J. Minéraux du Binnenthal, 629.
- LORIOU, P. DE. Oxfordien du Jura lédonien, 684.
- LORY, P. Tronçon épigénétique du Drac, 653. Lias alpin, 677.
- LUGEON, M. Tectonique du Simplon, 604. Nappes de recouvrement alpines et préalpines, 605 et 613. klippe des Annes, 616. Aérolithe de Châtillens, 646. Lias des Annes, 678. Voir Forel.
- MACHACEK, F. Glaciers du Jura occidental, 710.
- MOEBUS, BR. Glacier pleistocène de l'Oglio, 723.
- MÜHLBERG, FR. Tectonique du Hauenstein et de la Lägern, 622. Trias de la même région, 675. Jurassique de la Lägern, 679. Pleistocène d'Aarau-Mellingen, 715. Pleistocène de la Lägern, 716.
- MURET, E. Voir Finsterwalder, voir Forel.
- PENCK, A. et BRÜCKNER, ED. Période glaciaire dans les Alpes, 706.
- PERROT, S. DE. Niveau des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat, 661.
- PREISWERK, H. Rhétien du col de Coux, 677.
- PREVER, P. Etude sur les Nummulites, 691.
- RABOT, CH. Variations des glaciers, 666.
- REHSTEINER, C. Blocs erratiques de Saint-Gall, 723.
- RENEVIER, E. Axe anticlinal de la Mollasse, 624.
- RITTENER, TH. Tectonique de la région de Baulmes, Sainte-Croix, Côte-aux-Fées, 617. Jurassique de la même région, 679. Crétacique, 689. Tertiaire, 701. Quaternaire, 712.
- RITTER, G. Erosion et transport opérés par la Sarine, 655.
- ROESSINGER, G. Tectonique des environs de Territet, 616.
- ROLLIER, L. Carte des environs de Moutier, 620. Lapiés du Jura, 656. Poches sidérolithiques, 695. Miocène du nord de la Suisse, 704. Age de la Nagelfluh, 704. Age des calcaires à *Helix sylvana*, 705.
- ROLLIER, L. et JUILLERAT, E. Poches sidérolithiques, 694.
- ROSSEL, A. Théorie du volcanisme, 672.
- ROTHPLETZ, A. Tectonique du Rhæticon, 603. Sources de Saint-Moritz, 648.
- SARASIN, CH. Tectonique des Alpes calcaires de Savoie et de la klippe des Annes, 614. Lias des Annes, 678. Crétacique des Alpes calcaires de Savoie, 685. Nummulitique, 692.
- SARASIN, CH. et SCHÖNDELMAYER, CH. Ammonites du Crétacique inférieur de Châtel-Saint-Denis, 686.
- SARASIN, ED. Mouvements ondulatoires des lacs, 662.
- SCHARDT, H. Tectonique du Simplon, 603. Nappes de recouvrement alpines et préalpines, 612. Venues d'eau dans le tunnel du Simplon, 646. Source de la Noiraigue, 649. Avalanche du glacier de Rossboden, 667.

- SCHENCK, A. Populations préhistoriques de Chamblandes, 732.
- SCHMIDT, C. Scheelite de l'Etzlithal, 634. Age des schistes grisons, 676.
- SCHMIDT, H. Tourbières de Suisse, 671.
- SCHENDELMAYER, CH. Voir Sarasin, Ch.
- SOLLY, R.-H. Sartorite, Rathite et Jordanite du Binnenthal, 627. Baumhauerite, Binnite, Dufrénoysite de la même région, 628.
- SOLLY et JACKSON. Livéingite du Binnenthal, 629.
- SPRING, W. Origine de la schistosité, 673.
- STEHLIN, G.-H. Vertébrés du Sidérolithique, 694. Faunes de Mammifères oligocènes en Suisse, 700.
- STEINMANN, G. Origine des cluses d'Oensingen et Mumliswyl, 621.
- STINGELIN, TH. Crâne d'Elephas meridionalis, 729.
- STRÜBIN, K. Bajocien de Liesthal, 678.
- TARAMELLI, T. Tectonique du Simplon, 604.
- TARNUZZER, CHR. Asbest de Poschiavo, 645.
- TORNQUIST, A. Tectonique de la région des lacs nord-italiens, 603.
- VALLOT, G., Mme et VALLOT, J. Circulation des torrents à l'air libre et sous les glaciers, 654.
- VALLOT, J. Marche et variations de la Mer de glace, 664.
- WALTHER, H. Rapides de Laufenbourg, 655.
- WEBER, J. Mollasse des environs de Pfäffikon, 705. Pleistocène de la même région, 721.
- WEGELIN, H. Flore tertiaire, 706. Restes de Mammifères et Mollusques du Pleistocène de Thurgovie, 730.
- ZUBER, R. Origine du Flysch, 692.
-