Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 26 (1933)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die 50. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Altdorf : Samstag, den 2. September 1933
Autor: [s.n.]
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159265

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: 15.12.2025

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

Bericht über die 50. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Altdorf.

Samstag, den 2. September 1933.

A. Jahresbericht des Vorstandes pro 1932.

Zum 50. Mal erstattet der Vorstand der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft Bericht über das vergangene Geschäftsjahr, seit sie am 11. September 1882 in Linthal gegründet wurde. Wenn heute keine besondere Feier durchgeführt wird, trotzdem man mit Stolz auf die Entwicklung der Gesellschaft zurückblicken kann, so liegt der Grund darin, dass der dieses Jahr in Chicago stattfindende internationale Geologenkongress voraussichtlich viele ausländische Geologen von der Teilnahme an einer Jubiläumsfeier abgehalten hätte. Daher wird die Feier auf nächstes Jahr verschoben. Doch sei heute schon daran erinnert, dass von den 70 gründenden Mitgliedern heute noch zwei unter uns weilen, ALBERT HEIM in Zürich und EMANUEL DE MARGERIE in Strassburg, beides Männer von grösster Bedeutung für die geologische Erforschung der Schweiz und Frankreichs. Ihnen gelten die herzlichsten Wünsche des Vorstandes, mögen sie sich noch viele Jahre guter Gesundheit erfreuen!

Leider verlor unsere Gesellschaft durch den Tod drei Mitglieder, die seit 1888 und 1889 unserer Gesellschaft angehörten: Ing. A. DE GROSSOUVRE in Bourges (Frankreich), FRIDOLIN JENNY in Basel und Professor LOUIS DUPARC in Genève. In Lausanne verstarb ferner der Präparator am geologischen Museum HENRI LADOR.

Vorstand. Im Bestande des Vorstandes traten keine Veränderungen ein. Er versammelte sich am 12. Februar 1933 gemeinsam mit dem Redaktionsausschuss des Livret-guide in Bern zur Besprechung des Standes und der weitern Ausführungen des geologischen Führers durch die Schweiz. Ferner beschloss der Vorstand u. a. den Beitritt der S.G.G. zur „Association pour l'étude du Quaternaire européen", bezeichnete PAUL BECK als Delegierten und beauftragte ihn mit der Organisation der vorbereitenden und definitiven Alpenexkursionen, die mit dem

1935 in Wien stattfindenden Quartärgeologenkongress verbunden werden.

Bestand. Eintritte persönlicher Mitglieder: HANS ANDEREGG, stud. phil. in Basel, Dr. DIMITRIJ ANDRUSOV, P.-D. in Warschau, ARNOLD BERSIER, Präparator in Lausanne, H.-J. BLÜHER in Freiberg (Sachsen), HANS CASTI, Sek.-Lehrer in Arosa, Dr. H. FRÖHLICHER, Geologe in Olten, Dr. HELMUTH GAMS, P.-D. in Innsbruck, Professor G. D. HARRIS, Ithaca, N.Y., U.S.A., ROLF IBACH, cand. phil. in Barmen, Dr. FRANCIS DE QUERVAIN, Adjunkt der Schweiz. Geotechnischen Kommission in Zürich, Dr. MAX RICHTER, Professor an der Universität Bonn, BOHDAN SWIDERSKI, Geologe in Warschau.

Neue unpersönliche Mitglieder: Geologische Abteilung des Naturhistorischen Museums in Basel, Musée d'Histoire naturelle de Genève, American Museum of Natural History of New-York, Société géologique de France à Paris.

Dagegen traten im Berichtsjahre aus: H. BADER, Zürich, H.-J. BLÜHER, Freiberg, E. BRANDENBERGER, Zürich, A. BRUN, Genève, C. W. CARSTENS, Trondhjem, E. GERBER, Schinznach, E. JOUKOWSKI, Genève, A. KOCH, Basel, H. LA ROCHE, Basel, L. MEYER DE STADELHOFEN, Hermance, E. NELLES, London, H. TERPSTRA, Enschede, und das Stadtbauamt Thun.

Die S.G.G. besitzt im August 1933 423 Mitglieder, wovon 341 persönliche und 82 unpersönliche.

Bericht über die Eclogae.

Im Berichtsjahr erschienen das Heft 2 von Band 25 und das Heft 1 von Band 26, letzteres infolge von Stoffmangel etwas mager.

Band 25, Heft 2 enthält Arbeiten von A. LOMBARD, P. ARNI, ARNOLD HEIM, A. COAZ, P. LIECHTI, die Berichte über die Jahresversammlungen der Geologischen und Paläontologischen Gesellschaften in Thun, der erstere mit 15, der letztere mit 12 wissenschaftlichen Mitteilungen und der Bericht über die Exkursion der S.G.G. im Berner Oberland.

Band 26, Heft 1 enthält Arbeiten von E. FORKERT, M. BLUMENTHAL, P. ARNI, A. WERENFELS, B. SWIDERSKI.

Einige Autoren, die Geologische Kommission und die Paläontologische Gesellschaft leisteten Beiträge an die Druckkosten. Den werten Donatoren gebührt unser bester Dank.

Auszug aus dem Rechnungsbericht pro 1932.

Bilanzsumme Fr. 16473.62, bei einem Überschuss von Fr. 2387.52 an Einnahmen. Das Gesamtvermögen beträgt auf 1. Januar 1933

Fr. 115396.20; davon sind Fr. 98788.— unantastbar. Sie setzten sich wie folgt zusammen:

a) Schenkungen:

Bodmer-Beder	Fr.	500.—	
Du Pasquier	„	500.—	
Escher-Hess	„	500.—	
Flournoy	„	4 500.—	
Renevier	„	500.—	
Choffat	„	500.—	
Albert Heim	„	250.—	
Kohlenbohrgesellschaft	„	5 000.—	
Schneider	„	50.—	
Freiwillige Beiträge 1920/1925	„	1 288.—	
Zürcher	„	1 000.—	
Erb	„	10 000.—	Fr. 24 588.—
b) Toblerfond			„ 60 000.—
c) Lebenslängliche Mitgliedschaften			„ 12 200.—
d) Übertragung vom verfügbaren Kapital			„ 2 000.—
		Total	Fr. 98 788.—

Exkursionen. 1932. Bei strahlendstem Wetter und grosser Beteiligung führten die Professoren P. Arbenz und Léon-W. Collet, Dr. H. Günzler-Seiffert, Dr. K. Louis und F. Müller im Anschluss an die Tagung in Thun und auf dem Jungfraujoch eine Exkursion vom Eigergletscher über den Männlichen nach Wengen-Lauterbrunnen und ins Rottal an der Jungfrau. 3½ Tage.

1933. Vor der Altdorfertagung wird eine gemeinsame Exkursion mit der Mineralogisch-petrographischen Gesellschaft ins Gotthardgebiet und Aarmassiv stattfinden. Route: Disentis-Lukmanier-Aquacaldo-Passo del Sole-Piora-Airolo-Gotthardpass-Andermatt-Schöllenen-Altdorf. Leitung: Die Professoren P. Niggli und E. Hugi. 4 Tage.

Nach der Altdorferversammlung führt W. Brückner eine geologische Exkursion ins Klausenpass- und Griesstockgebiet. 1½ Tage.

Für den Vorstand:

Der Präsident: M. Lugeon. Der Sekretär: P. Beck.

B. 50. Generalversammlung, Samstag, den 2. September 1933, im Knabenschulhaus in Altdorf (Uri).

Erster Teil: **Geschäftliche Sitzung.**

Leitung: MAURICE LUGEON, Präsident.

Jahresbericht, Rechnungsbericht und Revisorenbericht werden von den ca. 40 Anwesenden genehmigt. Herr CHARLES MÜHLETHALER wird durch Herrn BERSIER, Lausanne, als Rechnungsrevisor ersetzt. Der Jahresbeitrag bleibt wie bisher auf 12, resp. 14 Fr. Eine Anregung F. HERRMANN, Pinerolo, die ausländischen Mitglieder in Anbetracht der Valuta den schweizerischen gleichzustellen, wird an den Vorstand zur Prüfung überwiesen. — Aus Anlass der 50. Hauptversammlung werden den noch lebenden Gründern der Gesellschaft, ALBERT HEIM, Zürich, und EMANUEL DE MARGERIE, Strasbourg, Glückwunschtelegramme gesandt. — Die Redaktoren des geologischen Führers, E. GAGNEBIN und P. CHRIST, berichten über das eingegangene Material und bringen verschiedene Wünsche für die noch ausstehenden Exkursionstexte an. — Der Präsident gibt bekannt, dass sich die vorgesehenen Jubiläumsexkursionen in Andermatt treffen sollen, um dann gemeinsam nach Luzern zu fahren, wo der Abschluss stattfinden wird. — Zur Demonstration der neuen Quartärchronologie von P. BECK und J. HUG wird auf Sonntag, den 22. Oktober 1933, eine allgemeine Exkursion ins untere Glattal angesetzt. — Der Präsident der geologischen Kommission, A. BUXTORF, legt neben anderen Publikationen der Kommission im besondern die grosse prächtige Monographie der Glarneralpen von JAKOB OBERHOLZER vor, indem er den anwesenden Verfasser lebhaft beglückwünscht. Der Druck der Arbeit wurde dadurch ermöglicht, dass die Glarnerregierung und 27 Gönner den Betrag von 27 000 Fr. zur Verfügung stellten.

Mit Akklamation wird J. OBERHOLZER, Glarus, zum 1. Vorsitzenden der wissenschaftlichen Sitzung, M. REICHEL, Basel, zum 2. Vorsitzenden gewählt. Als Sekretäre amtieren F. MUHEIM, Altdorf, und H. LAGOTALA, Genève.

Der Sekretär: P. BECK.

Zweiter Teil: **Wissenschaftliche Sitzung.**

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der S. N. G.

1. — P. BECK (Thun): **Über die Gliederung des Quartärs in den Alpen und Nordeuropa und sein Verhältnis zum Pliozän.**

Siehe Seite 335.

2. — ELIE GAGNEBIN (Lausanne): — **Les terrains quaternaires des environs de Thonon (Haute-Savoie).**

La vallée de la Drance savoyarde, en amont de Thonon-les-Bains, offre une coupe remarquable de terrains quaternaires[1]); coupe célèbre du reste, puisque c'est là que MORLOT, en 1857, put établir pour la première fois fermement l'existence de deux glaciations successives dans les Alpes (*1*, p. 102—103; cf. un dessin de cet endroit classique in *2*).

La rivière a creusé une gorge abrupte dans d'épais graviers interglaciaires, cimentés en conglomérat: le « poudingue de la Drance ». Ce poudingue est recouvert par la moraine de fond de la dernière avancée du glacier du Rhône et repose lui-même soit sur une moraine de fond antérieure (c'est l'observation capitale de MORLOT), soit, plus en amont, sur la roche en place. On peut le suivre dans les trois Drances qui se rejoignent dans la dépression de Bioge: dans celle d'Abondance jusqu'au-dessous de Chevenoz; dans celle du Biot jusqu'à la gorge du Jotty; dans le Brévon (ou Drance de Bellevaux) jusqu'en amont de Vailly.

Ce poudingue remplit une ancienne vallée, ou plutôt trois anciennes vallées confluentes, dont on découvre les versants en certains endroits grâce à des épigénies de la gorge actuelle. C'est ainsi qu'immédiatement en aval de Bioge, la gorge est ouverte dans la roche en place entre deux anciens sillons comblés d'alluvions interglaciaires. Celui de l'est saute aux yeux, coupé qu'il est tangentiellement par la rivière; celui de l'ouest n'est pas si distinct, plus éloigné de la trouée récente et dissimulé par la végétation. Ces deux sillons anciens se rejoignent au pont où la route nationale descendant la vallée passe de la rive gauche à la droite. Ils communiquent aussi en amont de l'épigénie, dans la dépression de Bioge. L'existence de deux sillons anciens jumaux, comblées par le poudingue et laissant entre eux un éperon de roche, peut être également établie dans la Drance du Biot, peu en aval de la gorge du Jotty, dans un méandre de la rivière actuelle.

La disposition des bancs de ce conglomérat avait déjà frappé BRÜCKNER (*3*, p. 164—167): presqu'horizontaux en amont, jusqu'à 5 km. de Thonon, ils s'inclinent dès lors vers l'aval, d'abord les couches inférieures, puis toute la série, en structure typique de delta. BRÜCKNER en concluait à la présence du Léman antérieurement à la dernière glaciation, avec un niveau de 130 à 150 m. supérieur à celui du lac actuel. FOREL a mis en doute cette conséquence: il invoquait un lac

---

[1]) De nombreuses questions touchant ce Quaternaire ne sont pas abordées ici; nous espérons publier sur ce sujet une étude plus complète et plus générale, avec figures à l'appui, dans le *Bulletin du Service de la Carte géologique de la France.*

de barrage latéral du glacier du Rhône, où se déversait l'alluvion des Drances (*4*, p. 173).

Il est certain que ce poudingue est un dépôt des Drances, et non d'émissaires du glacier du Rhône: la grande prépondérance des éléments locaux dans sa composition le prouve. Cependant les galets du bassin rhodanien n'y sont pas aussi rares qu'on l'a dit; en certains endroits, ils sont même très nombreux. Et jusque fort en amont dans la Drance d'Abondance, au-dessus de la passerelle qui mène au château d'eau de l'usine électrique au sud de Chevenoz, la grande route montre, dans ce poudingue, un bloc de granite mesurant 1,30 m. de longueur.

Ces faits, et particulièrement l'existence de doubles sillons (caractéristiques des verrous glaciaires) dans l'ancienne vallée, nous semblent confirmer l'hypothèse de FOREL plutôt que celle de BRÜCKNER. C'est lors du retrait de l'avant-dernière glaciation que la fonte des glaciers des Drances a dû provoquer cette puissante alluvion, aboutissant dans un lac de barrage latéral du glacier du Rhône.

Une autre circonstance viendrait appuyer cette interprétation: il semble qu'une période d'érosion ait séparé le dépôt des poudingues de la Drance et celui de la moraine de fond qui le recouvre. Mais ici l'observation précise est rendue très difficile par les glissements de cette moraine, fort argileuse, sur les parois abruptes des conglomérats. Il n'est possible en aucun point de constater de manière rigoureuse cette phase érosive. Cependant il ne peut être question de voir dans le poudingue de la Drance une « alluvion de progression wurmienne », comme le faisaient en 1918 KILIAN et RÉVIL (*5*, p. 130—134).

En 1924, l'opinion de KILIAN est différente: il date le poudingue de la Drance de la période qui sépare le Wurmien du Néowurmien (*6*). Cette question peut être résolue, nous semble-t-il, dans la région de Thonon. En effet, un seul et même dépôt de moraine de fond rhodanienne recouvre les conglomérats interglaciaires. On le suit sans interruption depuis les points où ces graviers émergent sous lui, dans les trois vallées, jusqu'au Léman. Les exploitations de gypse d'Armoy mettent à nu, sur le versant droit de la Drance, la superposition des trois étages: moraine de fond antérieure aux graviers, poudingue, moraine de fond supérieure, tandis que sur le versant gauche on voit la moraine supérieure recouvrir l'inférieure directement (ce versant est donc ici juste en dehors de l'ancien sillon des poudingues) — et en aval d'Armoy, où les conglomérats reparaissent rive gauche, ils sont coupés en biseau vers l'aval par cette argile à blocaux qui les surmonte.

Or cette moraine supérieure est recouverte à son tour par des graviers, exploités activement à Thonon. Comme l'a montré déjà BIÉLER en 1902 (*7*; cf. aussi *8*, le beau travail de C. JACOB, et *4*, p. 178), ces graviers sont nettement des « alluvions glaciaires », couches de sable et de galets souvent inclinées de 20 à 25° dans n'importe

quelle direction et contenant de gros blocs erratiques. Ils n'ont pu se déposer que dans de petits lacs de barrage latéraux, alluvions provenant tantôt du glacier, tantôt de ses berges et de la vallée de la Drance. Et ces dépôts s'étagent en une série de terrasses superposées, au-dessus des « terrasses lacustres » de MORLOT et de FOREL. Nous n'en comptons pas moins de 13, dans la région de Thonon, en succession ininterrompue, aux altitudes (approximatives) de 745 m., 735 m., 720 m., 690 m. (Lyaud), 665 m., 643 m. (Armoy), 615 m., 590 m. (Planaise), 540 m., 500 m. (Chessy), 465 m., 452 m. (Sur Crête) et 435 m. (Thonon). Ces paliers, tous de composition semblable, ne peuvent marquer que des altitudes décroissantes de la surface du dernier glacier du Rhône, des stades de son retrait. Et jamais, nulle part, on ne voit ces graviers recouverts de moraine. Donc il n'existe aucune trace, dans cette région si riche et si claire, d'une récurrence néowurmienne au sens où l'entendait KILIAN, c'est-à-dire, après un important recul du glacier wurmien et une phase d'érosion, d'une réavancée considérable de la glace. On ne peut en effet envisager toute la moraine de fond qui recouvre le poudingue de la Drance comme « néowurmienne », sans réduire les dépôts « wurmiens » aux seules masses d'argile à blocaux apparaissant sous le poudingue dans la gorge de Thonon; ce qui reviendrait à rendre insignifiants les dépôts wurmiens par rapport aux néowurmiens qui prendraient toute la place et monteraient, au-dessus de Meillerie et de Lugrin, à 1300 m. d'altitude au minimum. Cette conséquence est incomptabile avec la théorie des « emboîtements », sur laquelle justement la récurrence néowurmienne fut établie.

L'étagement si régulier des terrasses glaciaires de Thonon nous oblige ainsi à confirmer la critique faite récemment par E. JOUKOWSKY (*12*) de la « théorie des emboîtements »: leurs altitudes décroissantes ne témoignent pas, comme pour des terrasses fluviatiles, de phases d'érosion qui alterneraient avec leur dépôt, mais bien d'une fusion graduelle, avec arrêts temporaires, d'un seul et même glacier. Et nous arrivons aux mêmes déterminations de dates que notre éminent collègue génevois (*9*, *10*, *11*): la moraine inférieure au poudingue de la Drance est rissienne, le poudingue est une alluvion de retrait du glacier rissien[1]), la moraine qui le recouvre est wurmienne et les terrasses de graviers datent du retrait du glacier wurmien. Elles sont suivies des « terrasses lacustres » de FOREL, de 30, 10 et 3 m. au-dessus du niveau actuel du Léman, dont JEANNET (*14*) et JULES FAVRE (*15*) sont d'accord pour paralléliser la première avec le stade

[1]) Ainsi le poudingue de la Drance est à peu près contemporain des alluvions anciennes de la Bâtie près Genève et de celles que A. JAYET a décrites à Chevran près Hermance (*13*); il date en tout cas de la même période interglaciaire, mais vu l'altitude de sa surface, d'un stade de retrait probablement antérieur, et précédé de peu sans doute par celui qui déposa les poudingues de La Côte.

de retrait de Buhl (où les moraines frontales rhodaniennes arrivaient à Villeneuve) et la seconde avec l'époque magdalénienne.

* * *

Une remarque encore: ces terrasses d'alluvations glaciaires, du retrait du Wurm, ne peuvent être ici qualifiées de « terrasses » qu'en faisant abstraction de dolines fort remarquables, dont les creux elliptiques interrompent la surface plane des dépôts. Par places ces dolines sont si proches les unes des autres que les masses de graviers subsistant entre elles ont été prises pour des sortes de kames (par BIÉLER, *loc. cit.*). La surface plane de ces terrasses est cependant toujours bien nette en d'autres endroits, de sorte que leur nature ne fait aucun doute. Mais l'origine de ces dolines pose un problème. DOUXAMI (*16*) cherchait leur cause dans la dissolution du gypse en profondeur, soit du gypse préalpin, soit des filonnets de gypse de la molasse. Cette hypothèse est inacceptable, car le gypse préalpin est recouvert d'une cinquantaine de m. au moins d'argile à blocaux imperméable qui le sépare de ces graviers et dont la surface supérieure n'est pas affectée de ces trous, localisés dans les cailloutis; quant à la dissolution des veinules gypseuses de la molasse, elle ne pourrait rendre compte de dépressions qui atteignent souvent une centaine de m. de longueur et une vingtaine de m. de profondeur.

Une seule explication de ces dolines, dans ces terrasses de graviers, nous paraît plausible: elles sont l'effet de paquets de glace détachés du glacier puis recouverts d'alluvions et fondus après coup[1]). De tels phénomènes ont été décrits dans le Quaternaire du Danemark, de l'Allemagne du nord, du canton de Zurich (cf. *17*, p. 307). Les géographes allemands ont adopté, pour désigner ces sortes de dolines, un terme local: *das Soll (die Sölle)*. Je n'en sais aucun équivalent en français. A Thonon, on appelle ces trous des *tines* (nom cité par DOUXAMI), ce qui signifie des « chaudrons ». On pourrait utiliser ce mot puisque c'est ici, à ma connaissance, que l'on signale pour la première fois sur le sol français de ces dolines de glace morte. Mais je laisse à de plus hautes compétences en matière linguistique le soin d'en décider.

Ouvrages cités.

1. A. MORLOT: Sur le terrain quaternaire du bassin du Léman. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 6, p. 101—108, Lausanne 1858.

2. E. FAVRE, Deux époques glaciaires. Revue géol. suisse pour l'année 1877. — *Arch. Sc. de la Biblioth. univ. de Genève*, t. 61, p. 212—213, 1878.

[1]) Nous avons eu le plaisir d'apprendre tout récemment que M. JULES FAVRE, de Genève, et M. J. HUG, de Zurich, ayant chacun de leur côté observé ces dolines de Thonon, les ont interprétées comme nous, — antérieurement à nous, mais sans en rien écrire.

3. E. Brückner, Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. — *Geogr. Abhand.*, Bd. I, Heft 1, Wien 1886.

4. F.-A. Forel, Le Léman, t. I, Lausanne 1892.

5. W. Kilian et J. Révil, Etudes sur la période pleistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du bassin du Rhône, fasc. 3. — *Ann. de l'Univ. de Grenoble*, t. 21, 1918.

6. W. Kilian, Les dépôts fluvio-glaciaires de la rive méridionale du lac Léman, et leur régime hydraulique (Evian, Amphion, Thonon). — *C.-R. Ac. des Sc., Paris*, t. 179, p. 1114, 24 nov. 1924.

7. Th. Biéler, Relation du Léman avec le lac de Neuchâtel. — *Bull. Soc. vaudoise Sc. nat.*, vol. 38, C.-r. des séances, p. LXIII, 1902.

8. C. Jacob, Note sur les terrains de transport des environs de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). — *Ann. de l'Univ. de Grenoble*, t. 16, n° 2, p. 281—291, 1903.

9. E. Joukowsky, L'âge des dépôts glaciaires du plateau genevois. — *C.-R. séances Soc. Phys. et Hist. nat. Genève*, vol. 40, n° 2, p. 49—52, 1923.

10. E. J., A propos de la formation du Petit lac (rectifications et faits nouveaux). — *Le Globe*, t. 64, p. 1—5, Genève 1925.

11. E. J., La formation du Léman. — *Troisième Congrès du Rhône*, p. 212—216, Genève, 1929.

12. E. J., Sur quelques postulats de la glaciologie quaternaire. — *Arch. Sc. phys. et nat., Genève*, 5e pér., vol. 13, p. 109—120, 1931.

13. A. Jayet, Sur la présence de terrains glaciaires anciens et interglaciaires dans la partie nord du canton de Genève. — *Eclogae geol. Helvet.*, vol. 22, p. 91—93, 1929.

14. A. Jeannet, Une date de chronologie quaternaire: la station préhistorique du Scé près de Villeneuve. — *Vierteljahrschrift der Nat. Ges. in Zürich*, Jahrg. 61, p. 634—643, 1916.

15. J. Favre, Les Mollusques post-glaciaires et actuels du bassin de Genève. — *Mém. Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève*, vol. 40, fasc. 3, 1927.

16. H. Douxami, Observations géologiques aux environs de Thonon-les-Bains (Haute-Savoie). — *C.-R. Ac. des Sc., Paris*, 8 févr. 1904.

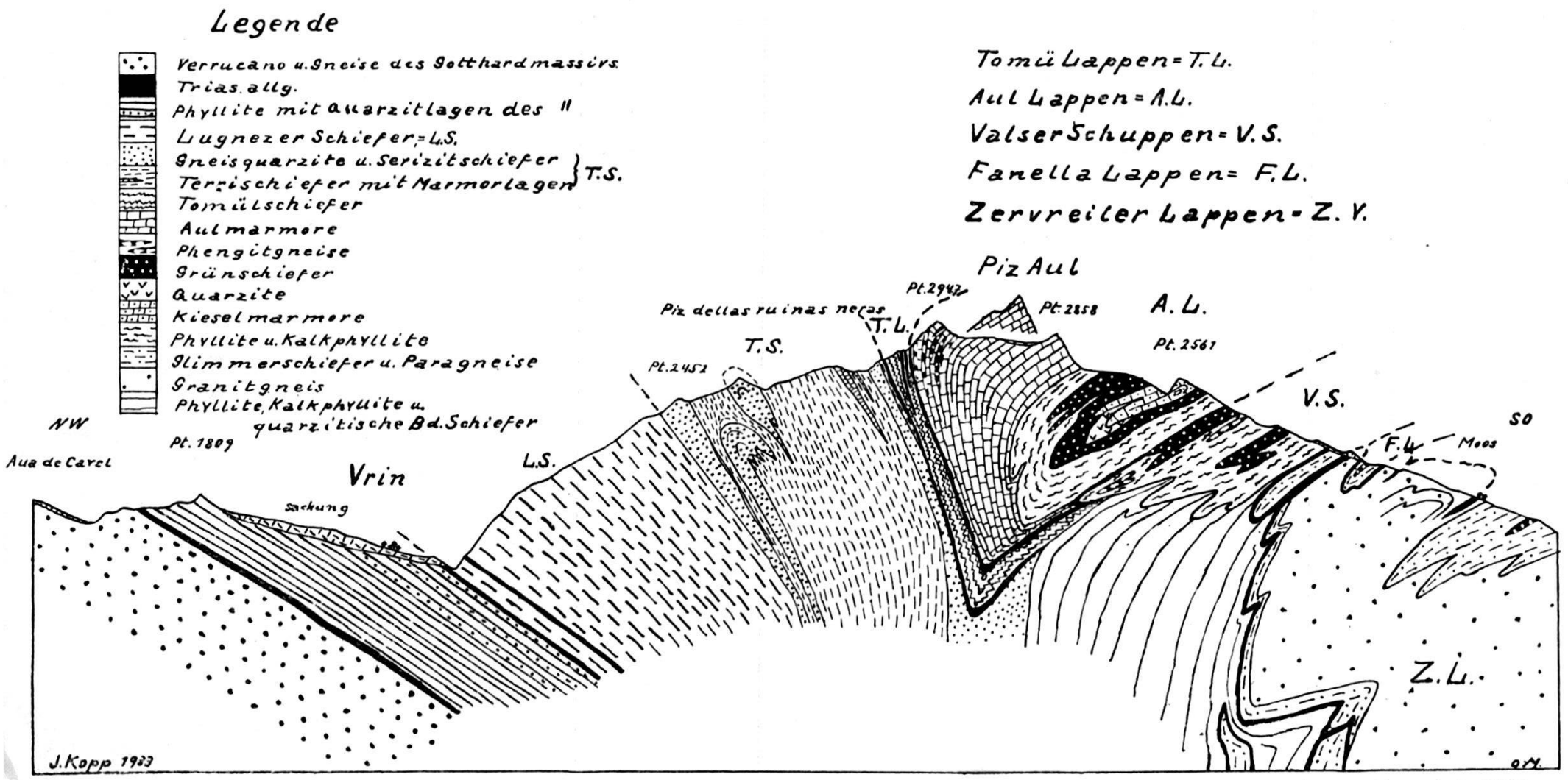
17. Alb. Heim: Geologie der Schweiz, vol. I, Leipzig 1919.

3. — J. Kopp (Ebikon): **Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnezer und Valser Tal (Piz Aulgruppe).**[1]) Mit 2 Textfiguren.

Im Auftrage der geologischen Kommission war ich in den letzten vier Jahren mit der Aufnahme des Gebietes zwischen Valser und Lugnezer Tal beschäftigt. Als Kartenunterlage diente eine vom Vermessungsbureau Dr. Helbling auf photogrammetrischem Wege erstellte Karte 1 : 50000, welche auf 1 : 25000 vergrössert wurde. Obwohl die Karte 40 Meter Kurven aufweist und teilweise in der Felszeichnung etwas schematisch gehalten ist, leistete sie wegen ihrer Genauigkeit erheblich bessere Dienste als die Siegfriedkarte. Leider ist es nicht möglich, die geologische Karte vor Fertigstellung der neuen Topographischen Karte der Landestopographie herauszugeben, so dass wohl noch ein Jahrzehnt verstreichen wird, bis sie in Druck kommt. Unter diesen Umständen erachte ich es als angezeigt, die hauptsächlichsten Resultate meiner Untersuchungen an dieser Stelle bekanntzugeben.

---

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der geolog. Kommission S. N. G.



Masstab 1 : 50 000

Fig. 1. Schematisches Profil durch die Piz Aulgruppe.

Am Aufbau der Piz Aulgruppe beteiligen sich die drei obern Lappen der Aduladecke, Valser Schuppen, Aullappen, Tomüllappen sowie Bündnerschiefermassen unter der Aduladecke liegender Decken. Die tektonische Stellung dieser Bündnerschiefermassen

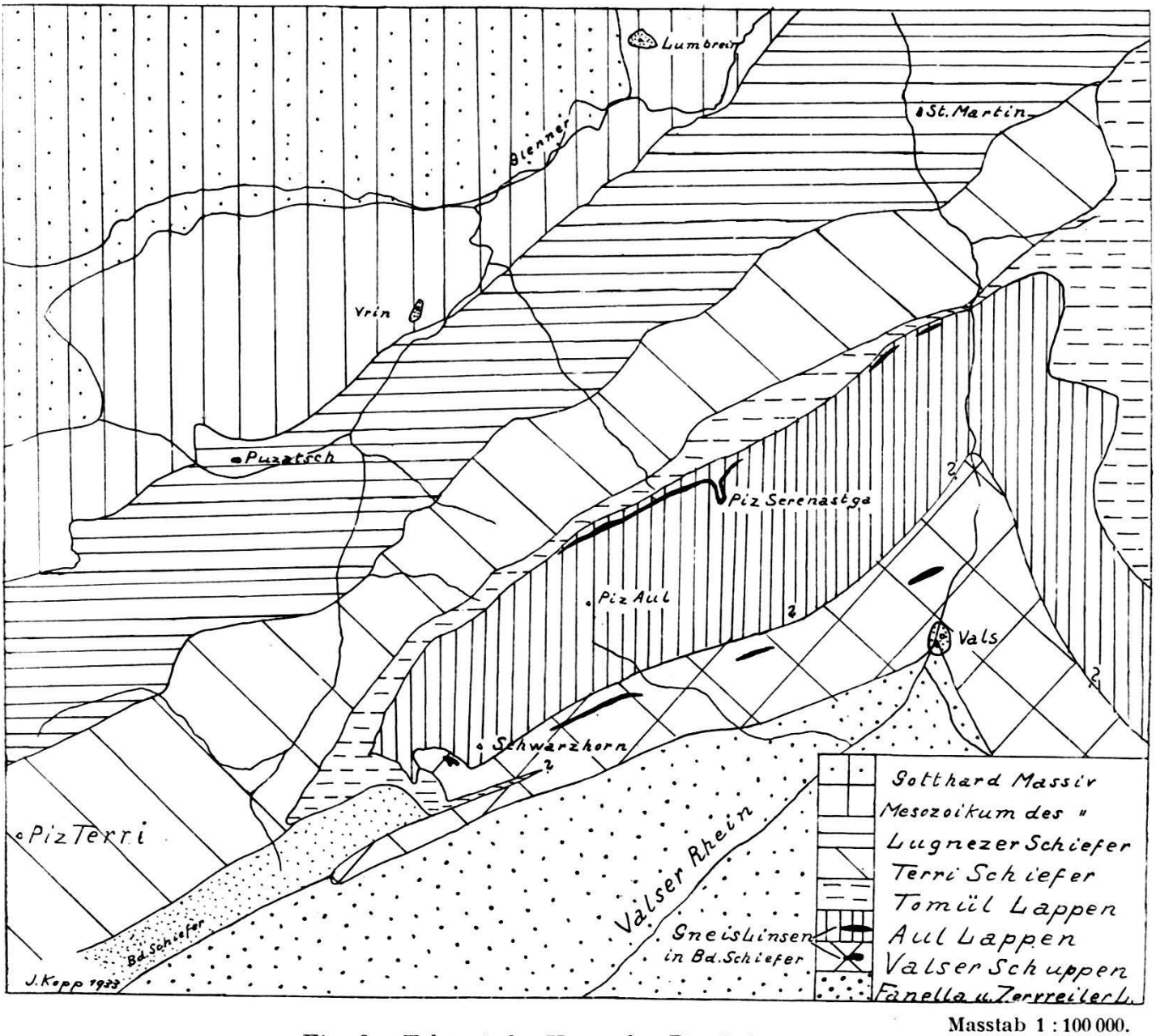


Fig. 2. Tektonische Karte der Piz Aulgruppe.

ist noch nicht sicher festgelegt, weshalb ich mich in meinen Ausführungen hauptsächlich auf die Darstellung der geologischen Verhältnisse der obern Aduladecklappen beschränke. Aufgabe weiterer Untersuchungen wird es sein, das Gebiet westlich des Piz Terri genau zu durchforschen, denn hier liegt der Schlüssel zur Lösung der tek-

tonischen Stellung der Bündnerschiefermassen des tiefern Teils des rechtsseitigen Lugnez und des Piz Terrigebietes.

Die Valser Schuppen.

Eine Zweiteilung dieser Schuppen ist leicht durchführbar. In den untern Schuppen trifft man Phengitgneise, Glimmerschiefer und Grünschiefer; in den obern Phyllite, Kalkphyllit, Grünschiefer sowie Augengneise in Linsenform. Über die Verhältnisse der untern Valser Schuppen im Piz Aulgebiet orientiert die Arbeit über die nördliche Adula in den Beiträgen, so dass ich hier nicht weiter darauf einzugehen brauche. Die obern Valser Schuppen entsprechen der Roothaanschen Augengneisdecke. Ich erachte es nicht als angezeigt, die obern Valser Schuppen als selbständige Decke auszuscheiden, dazu sind sie zu wenig mächtig. Sowohl die unter wie obern Valser Schuppen werden durch Triashorizonte unterteilt. Einen guten Überblick über den Gesteinsbestand der obern Valser Schuppen bietet der Südwestgrat des Schwarzhorns. Die Grenze gegen den Aullappen bildet hier ein sehr reichhaltiger Triaszug, in den zwei Grünschiefer eingeschaltet sind. Die Trias setzt sich aus Serizit-Chloritschiefern mit Dolomitlinsen, weissen Quarziten und Rauhwacke zusammen. In den Triasschiefern finden sich Bänke von Kieselmarmor, der wohl auch zur Trias zu rechnen ist. Unter dieser Trias, die in der Gratlücke zwischen Schwarzhorn und Punkt 2810 ansteht, folgen bis zu einer Graterhebung in der Mitte zwischen Punkt 2810 und Punkt 2799 löcherige, bräunliche, graphitführende Kalkphyllite mit mehreren Zwischenlagen von Triasschiefern mit Dolomitlinsen. Der kristalline Kern der obern Valser Schuppen ist in ca. 2600 m Höhe nördlich von Punkt 2810 als grober Augengneis aufgeschlossen. In dieser Gegend finden die obern Valser Schuppen durch Ausstreichen in die Luft ihr westliches Ende. Ihr Liegendes bilden hier die Kalkphyllite des Tomüllappens, die sich zwischen die obern und untern Schuppen einschieben. Wie weit sich diese Tomülschiefer ostwärts erstrecken, ist noch nicht genau bekannt, da die Gegend südlich des Faltschonhornes noch nicht detailliert aufgenommen ist.

Der Aullappen.

Am Aufbau des Aullappens nehmen teil: Phyllite, Kalkphyllite, helle Marmore, kieselige Marmore, Quarzite und Grünschiefer. Den kristallinen Kern bilden Phengitgneisbänke. Sie treten im Nordgrat des Piz Serenastga und Piz Aul auf und erreichen dort eine maximale Mächtigkeit von ca. 50 Meter. Einzelne meterdicke Gneislinsen begleiten den Nordrand des Aullappens in östlicher Richtung gegen Buccarischuna. Der obere Teil des Aullappens besteht aus hellen, plattigen Marmoren, den Aulmarmoren, die im Gipfelgebiet des Piz

Aul eine Mächtigkeit von fast 1000 Metern erreichen. In diese Marmore sind am Nordrand des Lappens weisse triadische Marmore eingefaltet.

Gelegentlich sind diese blendend weissen Marmore von Dolomit oder Triasquarzit begleitet, wodurch ihre triadische Natur sichergestellt ist. Verschiedene Grünschieferhorizonte, die stellenweise bis 100 Meter mächtig sind, liegen in den Aulmarmoren und sind mit ihnen mannigfach verfaltet, worüber die Westwand des Piz Serenastga vorzüglichen Aufschluss bietet. Ausgedehnte Grünschieferhorizonte enthält auch der untere Teil des Aullappens. Auf der Nordseite des Schwarzhorns findet sich ein mehrere hundert Meter mächtiges, intensiv mit Phylliten verfaltetes Grünschieferpaket vor. Bündnerschieferquarzite weist das Faltschonhorn in beträchtlicher Mächtigkeit auf. Die Quarzite sind stellenweise durch die Grünschiefer kontaklich beeinflusst, wobei dezimeterbreite Kontaktzonen auftreten. Auch die Phyllite zeigen in dieser Gegend Kontakterscheinungen. Zwischen Grünschiefern und Phylliten treten im Faltschonhorngebiet kieselige Marmore auf, die mächtige Wände bilden. Durch sie wird die intensive Faltung in dieser Gegend besonders deutlich veranschaulicht. Der Gipfelaufbau des Faltschonhorns setzt sich aus mehreren liegenden Falten zusammen. Die Stirnumbiegung der grössten dieser Falten liegt in ca. 2700 Meter Höhe im Nordabsturz des Faltschonhorns. Ostwärts streicht die Faltenstirn unter der Fuorcla de Patnaul durch in die Gegend nördlich von Punkt 2561. Die unterste Kieselmarmorbank des Faltschonhorn-Faltensystems bildet im Nordgrat des Schwarzhorns eine durch die Erosion mehrfach zerstückelte Platte, auf der zwei Grünschieferkappen liegen. Die Kieselmarmore der Faltschonhornfalten sind stellenweise von Triashorizonten begleitet, in deren Gefolge ab und zu Dolomitbrekzien auftreten. Ob die Kieselmarmore zur Trias oder zum Lias gehören, lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden. Ich möchte eher zur Trias stellen. Durch die genaue Aufnahme der Aulgruppe gelang es mehrfach, neue Triashorizonte festzustellen, die frühern Beobachtern (Heim, Wilkens, Roothaan) entgangen waren. Die vielen Triaszüge illustrieren deutlich die intensive Kleinfaltung, welche im obersten und untersten Teil des Aullappens vorhanden ist. In östlicher Richtung von Piz Serenastga gegen Buccarischuna nehmen die Triashorizonte des Stirnrandes an Mächtigkeit rasch ab. Die relativ mächtigen Triaszüge der Serenastgalücke (Punkt 2635), welche die Grenze gegen den Tomüllappen bilden, sind in der Gegend von Fanella nur mehr durch dünne Triasquarzitlinsen vertreten, in deren Gesellschaft Dolomitbrekzien auftreten. Auf der Ostseite des Valsertales bei Buccuarischuna bildet ein mächtiger Horizont von weissem Marmor die Grenze gegen den Tomüllappen. Da dieser Marmor von Dolomitlinsen und Triasquarziten begleitet ist, muss er als triadisch angesprochen werden. Von frühern Beobachtern wurde

er stets zum Lias gerechnet und mit dem Marmor der Val Stgiera bei Vanescha in Zusammenhang gebracht. Dieser Zusammenhang besteht nicht, denn der Aullappen reicht gar nicht bis zur Val Stgiera. Der Erosionsrand des Aullappens befindet sich beim Punkt 2333 östlich Vanescha. Seine tauchende Faltenstirn tritt hier klar zutage. Die an Mächtigkeit rasch abnehmenden Aulmarmore lassen sich nach Süden bis in ca. 2500 Meter Höhe verfolgen, wo sie auskeilen. Die Grenze gegen den Tomüllappen wird durch einen rauhwackeführenden Triaszug gebildet. Der gryphäenführende Marmor der Val Stgiera reicht ostwärts nur ca. 200 Meter und verschwindet dann unter mächtigen Gneisquarziten.

Da die Gesteine des Aullappens infolge tektonischer Auswalzung und Zerreissung vielfach nur in Linsenform auftreten, gestaltet sich deren Verfolgung und Kartierung mühsam und zeitraubend. Eine restlos befriedigende Deutung der Kleintektonik des Aullappens erweist sich als unmöglich.

Der Tomüllappen.

Dieser mächtigste Lappen der obern Adula ist im Aulgebiet nur als schmales, zwischen Aullappen und Terrischiefer eingeklemmtes Schichtpaket vorhanden. Er besteht aus blättrigen, graphitoidführenden Kalkphylliten, den Tomülschiefern. Der Tomüllappen hat stellenweise durch Einfaltung von Triashorizonten eine tiefe Zerschlitzung erfahren. Besonders deutlich zeigt sich diese Zerschlitzung am Nordwest- und Nordgrat der Piz Aul. Beim Brandspitz (Punkt 2735) treten am Nordrand des Lappens Marmorbänke auf. Dazwischen befindet sich ein Triashorizont, der lokal von Dolomitbrekzien begleitet ist. Auch dieser Triashorizont keilt in östlicher Richtung fast ganz aus wie der Triashorizont der Serenastgalücke. In der Grenzzone von Aul und Tomüllappen tritt ein stellenweise durch Faltung verdoppelter Grünschieferhorizont auf. Die Mächtigkeit des Aullappens schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen 500 und 100 Metern. Seine grösste Ausdehnung erreicht der Lappen gegenüber Vanescha. 300 Meter nördlich der Alp Scharboden streicht die tauchende Stirn des Lappens in die Luft hinaus. Die Hülle des Lappens bildet hier ein aus Marmor, Quarzit und Dolomit bestehender Triaszug. Bei der Stirnumbiegung ist die Trias aussergewöhnlich mächtig. Am Steilhang östlich Vanescha gewinnt die Trias durch Faltung lokal ausserordentliche Mächtigkeit. Weiter ostwärts keilen Dolomit und Triasquarzit aus und die Grenze des Lappens bildet eine Marmorbank, die sich bis zur Alp Patnaul verfolgen lässt. Unter dieser Marmorbank folgt eine Bank von Gneisquarzit, Terrischiefer und eine weitere Marmorbank. Zweifellos sind diese Marmore zur Trias gehörig. Beim Punkt 2458 östlich Alp Patnaul wird die untere Marmorbank

durch einen Zug von weissem Triasquarzit abgelöst. Tiefer folgt nun die mächtige Zone der Terrischiefer mit ihren Einlagerungen von Gneisquarzit. Die Trias, welche den Tomüllappen auf der Südseite der tauchenden Stirn umhüllt, lässt sich von der Alp Scharboden bis zum Punkt 2799 verfolgen, auf dessen Nordwesthang komplizierte Triasfalten in die Bündnerschiefer hineingreifen, welche die Unterlage des Tomüllappens bilden. Es sind dies dunkle Kalkschiefer mit Quarzitbänken, deren tektonische Stellung noch ungewiss ist. Entweder gehören sie zum Sedimentmantel der untern Adula oder zur Sojadecke. Aus den Profilen ergibt sich, dass die Stirn des Tomüllappens unter den Aullappen eingewickelt ist. Diese Einwickelung wurde durch das Eindringen der relativ starren Aulmarmore in die plastische Masse der Tomülschiefer zustande gebracht.

Ein Vergleich der vorliegenden Profile durch die Aulgruppe mit denen, welche ROOTHAAN entworfen hat, ergibt in Bezug auf die Grosstektonik beträchtliche Annäherung, in Bezug auf die Kleintektonik mannigfache Unterschiede. Der grösste Unterschied besteht in der Darstellung des Tomüllappens, dessen Ausdehnung von ROOTHAAN zu klein angegeben wurde. Was die tektonische Stellung der Bündnerschiefermassen (Lugnezer Schiefer und Terrischiefer) zwischen Tomüllappen und Gotthardmassiv betrifft, welche ROOTHAAN als Fanella lias, Rheinwaldlias und Lugnezerschuppenlias bezeichnet, so kann ich ihm hier nicht beipflichten. Die Terrischiefer und Gneisquarzite dürften nach den Profilen von JENNY zu schliessen mit der Sojadecke in Zusammenhang gebracht werden. Ob die Lugnezer Schiefer zur Sojadecke, wie WINTERHALTER annimmt, oder zur Leventinerdecke gestellt werden müssen, wird erst die genaue Erforschung des Gebietes westlich des Piz Terri lehren, welche ich nächsten Sommer vorzunehmen gedenke.

Bibliographie.

ALB. HEIM, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. XXV, 1891.

H. JENNY, G. FRISCHKNECHT, J. KOPP, Geologie der Adula, Beitr. 51. Lief. 1923.

J. KOPP, Beiträge zur Geologie des Lugenz, des Safientales und des Domleschg. Eclogae Vol. XIX, Nr. 1, 1925.

H. ROOTHAAN, Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula. Vierteljahrsschrift der Nat. Ges. Zürich, 63, 1918.

O. WILKENS, Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals. Geologische Rundschau. Band XI, Heft 1—4, 1920.

R. U. WINTERHALTER, Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs.

4. — H. J. FICHTER (Basel): **Die Gesetzmässigkeiten der zyklischen Gliederung der helvetischen Unterkreide und ihre Anwendung auf die Stratigraphie des helvetischen Albien.** Mit 2 Textfiguren.

In der helvetischen Unterkreide findet man bekanntlich im Prinzip nur drei Gesteine, nämlich Kalke, Schiefer und dünne, glaukonitische Horizonte mit Phosphoritfossilien. Diese drei Gesteine treten immer in derselben Reihenfolge auf. Über einem glaukonitischen Fossilhorizont folgen zunächst Schiefer und dann Kalke; darauf beginnt die Serie von neuem mit einem glaukonitischen Fossilhorizont, wie dies schon A. BUXTORF 1910 (4), P. ARBENZ 1919 (1) und ARN. HEIM 1924 (10) beschrieben haben. Nach dem Vorgehen von W. KLÜPFEL 1916 (12) und P. ARBENZ 1919 (1) wird diese immer wiederkehrende Reihe Fossilhorizont-Schiefer-Kalk als ein Sedimentationszyklus bezeichnet.

Der Verfasser hatte Gelegenheit, unter Leitung des Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF diese Verhältnisse in der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee in südlicher helvetischer Fazies genauer zu verfolgen[1]).

Ein geeignetes Untersuchungsobjekt ist der Hauterivien-Kieselkalk, dessen Schichtfolge sich hier besonders gut studieren lässt. Aus Fig. 1 ist zu entnehmen, dass es sich nach der Gesteinsfolge um zwei Sedimentationszyklen handelt. An der Basis des oberen Zyklus liegt der Fossilhorizont, den K. GOLDSCHMID 1924 (6) Schifflischichten genannt hat und der von A. BUXTORF 1906 (15) als Belemnitenbank im Kieselkalk und von ARN. HEIM 1916 (9) als Sentisianusbank beschrieben worden ist. Als Basis des unteren Zyklus muss wahrscheinlich die Rahbergschicht von ARN. HEIM (2) betrachtet werden, die allerdings hier nicht entwickelt ist. Über dem oberen Zyklus liegt die Altmannschicht, die in der Brisenkette eine reiche Fauna des unteren Barrémien geliefert hat.

Es wurde nun in Dünnschliffen die Grösse der Quarzkörner und Glaukonitkörner gemessen; das Ergebnis ist auf Fig. 1 dargestellt: Innerhalb der Serie Schiefer-Kalk nimmt die Quarzkorngrösse von unten nach oben regelmässig zu; Glaukonitkörner sind spärlich vorhanden und immer annähernd gleich gross wie die Quarzkörner; in den Fossilhorizonten dagegen können die Glaukonitkörner viel grössere Dimensionen annehmen als die Quarzkörner.

Die Deutung dieser Beobachtungen ist zum Teil recht einfach: A. BUXTORF führt 1910 (4) den periodischen Wechsel der Fazies auf

---

[1]) Die ausführliche Arbeit erscheint in den Beiträgen zur geologischen Karte der Schweiz unter dem Titel: Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken.

ein Zu- und Abnehmen der Meerestiefe zurück, W. KLÜPFEL (12) gibt 1916 als Ursache dieser Veränderungen der Meerestiefe rasche Senkungen und langsame Hebungen des Meeresbodens an. Die Grösse der Quarzkörner ist nun offenbar von der Meerestiefe abhängig. Dass die Glaukonitkörner gewöhnlich gleich gross sind wie die Quarzkörner, ist ganz normal und entspricht den Verhältnissen, wie sie sonst bekannt sind. In den Fossilhorizonten dagegen, wo die Glaukonitkörner andere Dimensionen annehmen als die Quarzkörner, herrscht anscheinend eine ungewöhnliche Fazies, die sich schon durch den

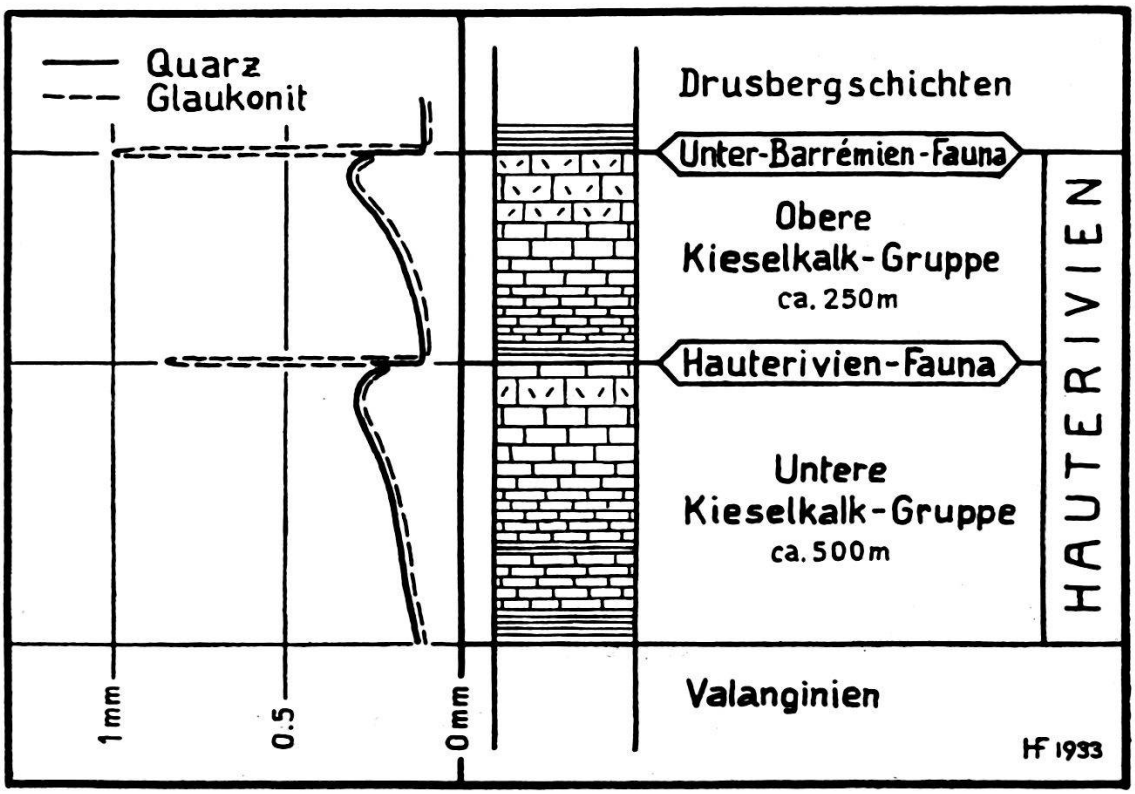


Fig. 1. Schema der Veränderungen der maximalen Korngrössen von Quarz und Glaukonit im helvetischen Hauterivien. Brisenkette (Uri), Oberbauenstock-Brisen-Falte, Drusberg-Teildecke.

abnormen Fossilreichtum kundtut. Da während der Ablagerung eines dünnen Fossilhorizonts offenbar bedeutende und wohl nicht sehr rasche Senkungsvorgänge stattgefunden haben, und da Glaukonit und Phosphorit Sedimente geringer Mächtigkeit wie z. B. das helvetische Albien bevorzugen, darf man vielleicht diese besondere Fazies durch sehr langsame Sedimentation erklären (vgl. unten).

Auf Grund dieser Beobachtungen im Hauterivien und der völlig analogen Verhältnisse vom Valanginien bis zum oberen Aptien, sowie auf Grund aller übrigen Beobachtungen, die der Verfasser in der unteren Kreide der Bauen-Brisen-Kette machen konnte, ergibt sich als Resultat, dass sozusagen sämtliche feststellbaren petrogra-

phischen und auch palaeontologischen Eigenschaften der Schichtserie direkt oder indirekt von der zyklischen Sedimentation abhängig sind. Die zyklische Gliederung dieser Schichten ist deshalb hier die einzige mögliche Grundlage einer exakten Stratigraphie. Die Veränderungen der Korngrössen von Quarz und Glaukonit geben ein getreuliches Abbild der zyklischen Sedimentationsvorgänge; es besteht deshalb die Möglichkeit, in Fällen, wo die zyklische Gliederung nicht ohne weiteres ersichtlich ist, mit Hilfe dieser Korngrössen die Verhältnisse aufzuklären.

Unter diesen Umständen war es eine verlockende Aufgabe, auf diesem Wege das helvetische Albien zu untersuchen, da entgegen der ursprünglichen Bearbeitung von CH. JACOB 1907 (11), sowohl ARN. HEIM 1909 (8) und 1913 (9) und E. GANZ 1912 (5) sowie auch AD. JAYET 1928 (3) zu dem Ergebnis gekommen sind, dass sich die leitenden Albien-Ammoniten im helvetischen Gebiet nicht an dasselbe Niveau halten wie sonst, eine Schlussfolgerung, die man nicht ohne weiteres hinnehmen kann.

Die Schwierigkeiten im helvetischen Albien liegen darin, dass die Sedimente sehr wenig mächtig sind, und dass eine ganze Anzahl von äusserlich ähnlichen Phosphorit-Fossilhorizonten nahe übereinander liegen; dazu kommen noch vielfach horizontale Faziesveränderungen. Die Schichtfolge ist deshalb zu kompliziert, als dass sie hier im einzelnen auseinandergesetzt werden könnte.

Die Fig. 2, die nur ein willkürlich herausgegriffenes Beispiel aus der variabeln Schichtfolge darstellt, zeigt, dass die Untersuchung der Korngrössen von Quarz und Glaukonit ein im Prinzip ähnliches Bild ergibt wie in der Unterkreide; es unterliegt deshalb keinem Zweifel, dass auch das Albien in derselben Weise zyklisch gegliedert ist.

Der Fossilhorizont an der Basis der Knollenschichten, d. h. die Lochwaldschicht von ARN. HEIM und E. GANZ, zeichnet sich aus durch besonders grosse Glaukonitkörner; das Gestein kann daher im untersuchten Gebiet leicht und sicher von allen anderen Gesteinen des Albien unterschieden werden. In ähnlicher Weise lassen sich auch für andere Niveaux charakteristische Merkmale finden, und es gelingt somit, auf Grund der zyklischen Gesetzmässigkeiten, ohne Verwendung von Fossilien, eine sichere lithologische Stratigraphie des Albien aufzubauen.

Untersucht man nun die Ammonitenfaunen der so festgelegten Horizonte, so ergibt sich, wie zu erwarten, dass jeder einzelne Fossilhorizont eine ganz bestimmte Ammonitenfauna enthält. Ausnahmsweise sind jedoch mehrere dieser Ammonitenfaunen miteinander gemischt. Es können z. B. in der sogenannten Lochwaldschicht, die normalerweise eine Ober-Albien-Fauna mit *Dipoloceras*, *Mortoniceras (Pervinquieria)*, *Hysteroceras* und *Neoharpoceras* enthält, auch Mittel-Albien-Ammoniten, wie *Hoplites* und *Douvilleiceras* auftreten. In

diesen Fällen fehlen aber die Mittel-Albien-Sedimente, und es lässt sich feststellen, dass dann diese Lochwaldschicht Quarzkörner enthält, die nach ihrer Grösse nur von der Basis des Albien stammen können.

Man darf deshalb annehmen, dass die phosphoritischen Mittel-Albien-Ammoniten durch Aufarbeitung oder vielleicht richtiger durch eine geringfügige Umlagerung an Ort und Stelle, in das Ober-Albien-Sediment gelangt sind, da ja auch die Quarzkörner ganz offensichtlich aufgearbeitet sind.

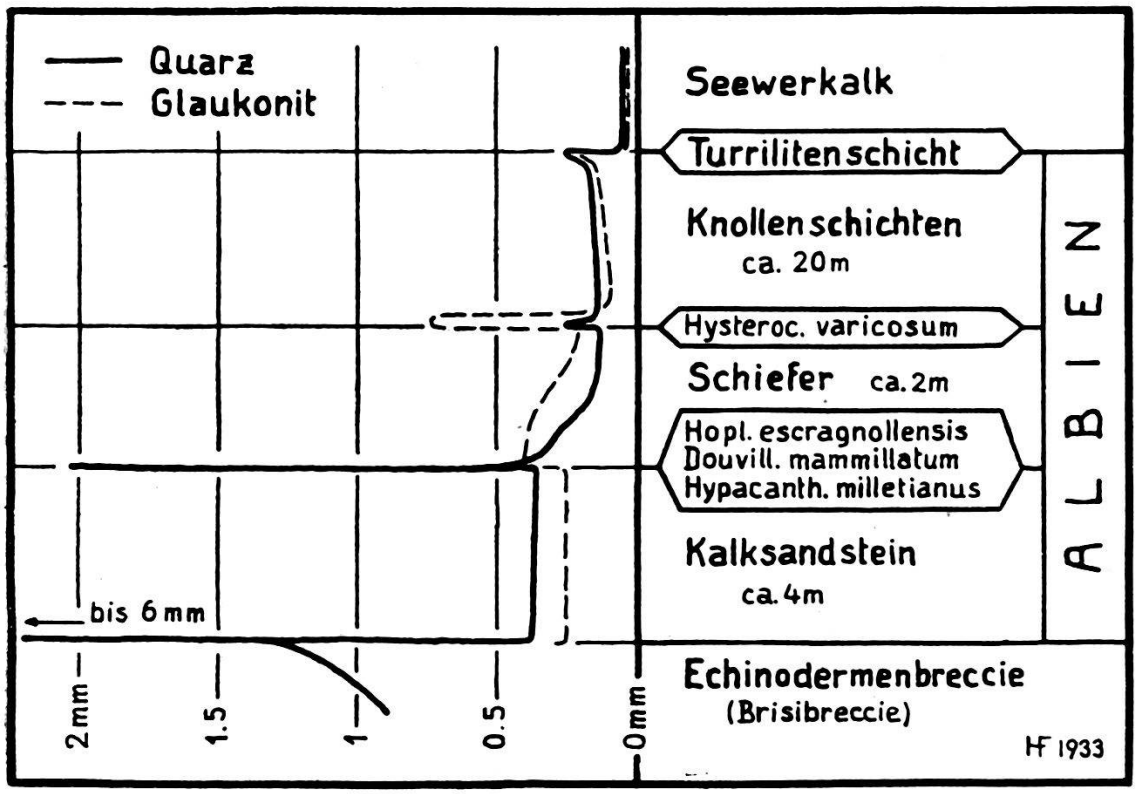


Fig. 2. Schema der Veränderungen der maximalen Korngrössen von Quarz und Glaukonit im helvetischen Albien. Umgebung von Emmetten (Nidwalden), Morschach-Seelisberg-Falte, Drusberg-Teildecke.

Resultat: Wenn man also nach dieser Methode vorgeht, so besteht, wenigstens in dem untersuchten Gebiete, kein Grund anzunehmen, dass dieselben Albien-Ammoniten an verschiedenen Orten zu verschiedenen Zeiten gelebt hätten, obwohl man auch hier nach den bisherigen Methoden zu dieser Auffassung gelangen könnte.

Es ist daher nicht uninteressant, die Zoneneinteilung von L. F. Spath (14), der 1923 das englische Albien in 19 Ammonitenzonen eingeteilt hat, auf das helvetische Albien anzuwenden. Dabei ergibt sich, dass in jedem einzelnen Fossilhorizont mindestens zwei bis drei der englischen Zonen beieinanderliegen. Dies erklärt sich wohl am einfachsten so, dass jeder einzelne glaukonitisch-phosphori-

tische Fossilhorizont während eines Zeitraumes abgelagert wurde, der sich über mehrere Ammonitenzonen erstreckt. Dadurch wird die Annahme bestätigt, dass die Senkung am Anfang eines Sedimentationszyklus langsam vor sich ging und dass die abnormale Gesteinsfazies dieser Horizonte durch langsame Sedimentation bedingt sein kann.

Zum Schluss erhebt sich die Frage, für ein wie weites Gebiet die abgeleiteten zyklischen Gesetzmässigkeiten in der unteren und mittleren Kreide Geltung haben. Da in der Literatur verhältnismässig wenig Material bekannt ist, das sich direkt nach diesen Gesichtspunkten auswerten lässt, so ist bei der Beantwortung eine gewisse Zurückhaltung geboten.

Jedenfalls konnte Herr cand. geol. W. BRÜCKNER (Basel), der zur Zeit im Schächental arbeitet, feststellen, dass auch im nordhelvetischen Gebiet der Zentralschweiz die Verhältnisse sehr ähnlich liegen. Dasselbe glaubt der Verfasser für das Gebiet am Thunersee auf Grund der Angaben von K. GOLDSCHMID 1927 (7) und W. SCHNEEBERGER 1927 (13) und für die Ostschweiz besonders auf Grund der Arbeiten von ARN. HEIM, sowie aus eigener Anschauung, annehmen zu dürfen, eine Auffassung, die er auch unter der freundlichen Führung der Herren Prof. Dr. ARN. HEIM und Dr. O. SEITZ (Berlin) im Albien des Vorarlberg bestätigt fand.

Vielleicht wird es noch möglich sein, diese Gesetzmässigkeiten auch weiter zu verfolgen, in Gebiete, wo sie weniger klar und deutlich zutage treten als in der Zentral- und Ostschweiz; denn man möchte doch annehmen, dass die Vorgänge, die hier so erstaunlich regelmässige Spuren hinterlassen haben, nicht auf einen engen Umkreis beschränkt waren.

Zitierte Literatur.

1. ARBENZ, P., Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung; Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. LXIV, 1919.

2. BAUMBERGER, E., HEIM, ARN., und BUXTORF, A., Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauterivien-Grenze; Abh. Schw. Pal. Ges., vol. XXXIV, 1907.

3. BÜTLER, H., et JAYET, AD., Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois; Eclogae, vol. 21, 1928.

4. BUXTORF, A., Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstock; Spezialkarte 27a; herausgegeben v. d. Geolog. Kommission S. N. G., 1910.

5. GANZ, E., Stratigraphie der mittleren Kreide; Neue Denkschr. Schw. Natf. Ges., Bd. 47, 1912.

6. GOLDSCHMID, K., Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe; Jahrb. phil. Fak. II Univ. Bern, Bd. IV, 1924.

7. GOLDSCHMID, K., Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe; Mitt. Natf. Ges. Bern, Jahr 1926, Bern 1927.

8. HEIM, ARN., Zones lithologiques et paléontologiques du Crétacique moyen; Bull. Soc. Géol. Fr. (4), tome IX, 1909.

9. HEIM, ARN., Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe; Beiträge, N. F. 20, 1910—1917.

10. HEIM, ARN., Submarine Denudation und chemische Sedimente; Geol. Rundschau, Bd. XV, 1924.

11. JACOB, CH., Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés; Grenoble 1907.

12. KLÜPFEL, W., Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura; Geol. Rundschau, Bd. VII, 1916.

13. SCHNEEBERGER, W., Stratigraphische Verhältnisse von Kreide und Tertiär in der Randkette nördlich des Thunersees; Mitt. Natf. Ges. Bern, Jahr 1926, Bern 1927.

14. SPATH, L. F., A monograph of the Ammonoidea of the Gault, part I; Palaeontographical Society London, 1923.

15. TOBLER, A., und BUXTORF, A., Exkursionsbericht Klippenregion am Vierwaldstättersee 1905; Eclogae, vol. IX, 1906.

5. — W. BRÜCKNER (Basel): **Die Geologie der Schächentaler Berge,** eine Einführung zur Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet am 4. und 5. September 1933. Mit 2 Tafeln (IX und X).

Das Gebiet zwischen Schächental und Maderanertal wurde in den Jahren 1909—1910 von W. STAUB im Masstab 1 : 50 000 kartiert. In den letzten Jahren wurde diese Karte vom Basler geologischen Institut aus unter Leitung von Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF einer Revision unterzogen. Herr Dr. J. J. JENNY hat den westlichen Teil des Gebietes, der Verfasser den östlichen im Masstab 1 : 25 000 neu aufgenommen. Als Einführung zur geplanten Exkursion soll der geologische Bau des untersuchten Gebiets in seinen Grundzügen kurz dargestellt werden.

Tektonik.

Die Schächentaler Berge werden durch das Brunnital in zwei Gebirgsgruppen getrennt. Auf Tafel IX ist in den Profilserien I und II die westliche Hälfte dargestellt; die Profilserie III gibt einen Überblick über den östlichen Teil.

Am Aufbau der Schächentaler Berge sind beteiligt:

1. Der autochthone Sedimentmantel des Aarmassivs,
2. die Hoh-Faulendecke,
3. die Griesstockdecke,
4. die Kammlistockdecke,
5. die Axendecke.

Die beiden unteren Bauelemente kann man als Autochthon im weiteren Sinne bezeichnen; sie werden durch eine Wildflysch-Zone von den drei höheren Decken getrennt.

Innerhalb des Autochthonen (s. l.) bedingen die ausserordentlich plastischen eocaenen Stadschiefer ein völlig disharmonisches Verhalten des Malm einerseits und der Flyschgesteine andererseits.

Der Malm zeigt zur Hauptsache Schuppenstruktur. Die bedeutendste Malmschuppe ist die Hoh-Faulendecke. Sie wurzelt auf dem Rücken der Windgällenfalte, erreicht in der westlichen Hälfte des untersuchten Gebiets eine Überschiebungsbreite von ca. 6 km (vgl. Profilserie I), besteht aber bereits am Kleinen Ruchen nur noch aus zwei kleinen Malmstirnen (vgl. Profilserie III).

Der autochthone Flyschmantel dagegen ist in zahlreiche Falten gelegt und von seiner ursprünglichen Unterlage abgeschert (vgl. Profilserie II).

Der gesamte Aufbau der Schächentaler Berge wird durch zwei grosse Falten des Aarmassivs beherrscht. Die eine ist die Windgällenfalte, durch welche die Hoh-Faulendecke, sowie der autochthone Flyschmantel und die Griesstockdecke in ihrem südlichen Teil steilgestellt worden sind. Die zweite wird vom Erstfelder-Massiv gebildet. Die Kulmination ihres Rückens liegt im Reusstal ob Erstfeld und ist im Autochthonen (s. l.) und in der Griesstockdecke auf der Linie Hoh-Faulen–Trogenalp–Kammlialp deutlich bemerkbar. Die Stirn dieser Falte ist im Reusstal nicht mehr aufgeschlossen, erscheint aber mit dem axialen Anstieg des Aarmassivs nach Westen im Berner Oberland als Steilstellung des Sedimentmantels im Jungfrau-Gebiet. Die Mulde nördlich der Windgällenfalte wird durch die Kammlistockdecke ausgefüllt; in der Mulde nördlich der Falte des Erstfelder-Massivs liegen die Falten des autochthonen Flyschmantels.

Während der Auffaltung des Aarmassivs muss sich die Axendecke selbständig kräftig nach Norden bewegt haben. Darauf weist ihre ebene, nordwärts geneigte Schubfläche hin, die gleichsam die Tangente an die beiden Massivfalten bildet. Der Einfluss dieser Bewegung ist aber auch in der Unterlage erkennbar; z. B. ist die Stirn der Kammlistockdecke vollständig verdreht. Auch dürfte die Abscherung von Kreide und Eocaen der Griesstockdecke bei der Kammlialp auf diesen Faktor zurückzuführen sein (vgl. Profilserie III).

Stratigraphie.

Wenn wir von der Axendecke absehen, so gehört das Gebiet der Schächentaler Berge stratigraphisch zur nördlichen helvetischen Facieszone.

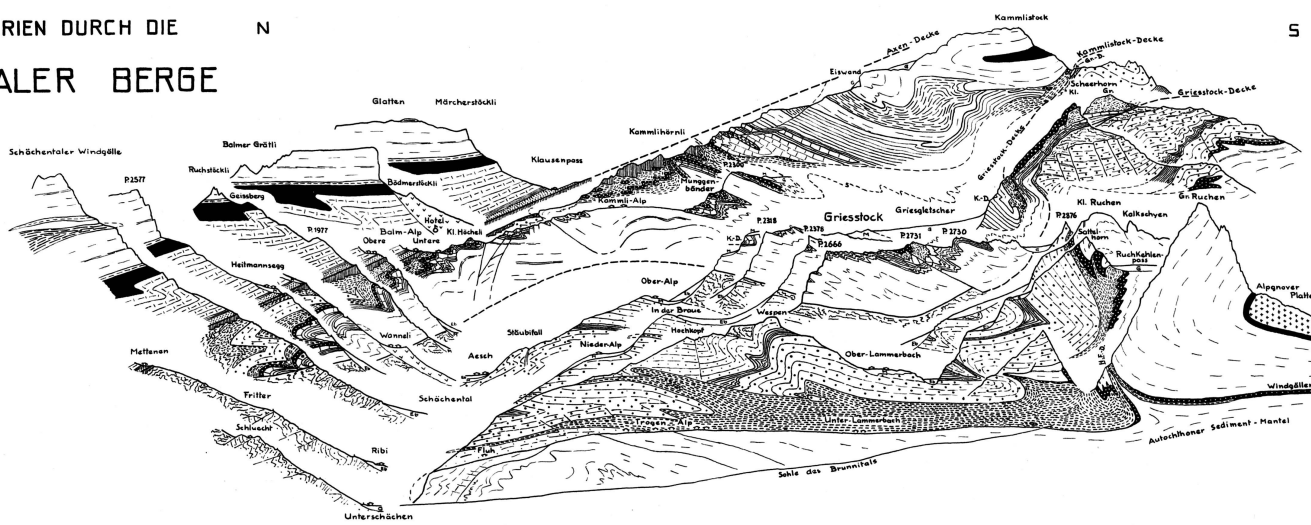
Über den dünnen Zwischenbildungen (Trias, Dogger und Schiltschichten), die diskordant die kristallinen Gesteine überlagern, folgt in grosser Mächtigkeit der Hochgebirgskalk, der sich stellenweise in Quintnerkalk, Zementsteinschichten und Öhrlikalk gliedern lässt. Die Kreide tritt in der Griesstockdecke in sehr geringer, in der Kammlistockdecke in etwas grösserer Mächtigkeit auf. Einzelne von der praeeocaenen Erosion verschonte Kreiderelikte finden sich noch in der Hoh-Faulendecke (vgl. Profilserie I). Nummulitenschichten

DREI PROFILSERIEN DURCH DIE SCHÄCHENTALER BERGE

für die ExKursion der Schweiz. Geolog. Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstock - Gebiet am 4.-5. Sept. 1933 zusammengestellt von

WERNER BRÜCKNER

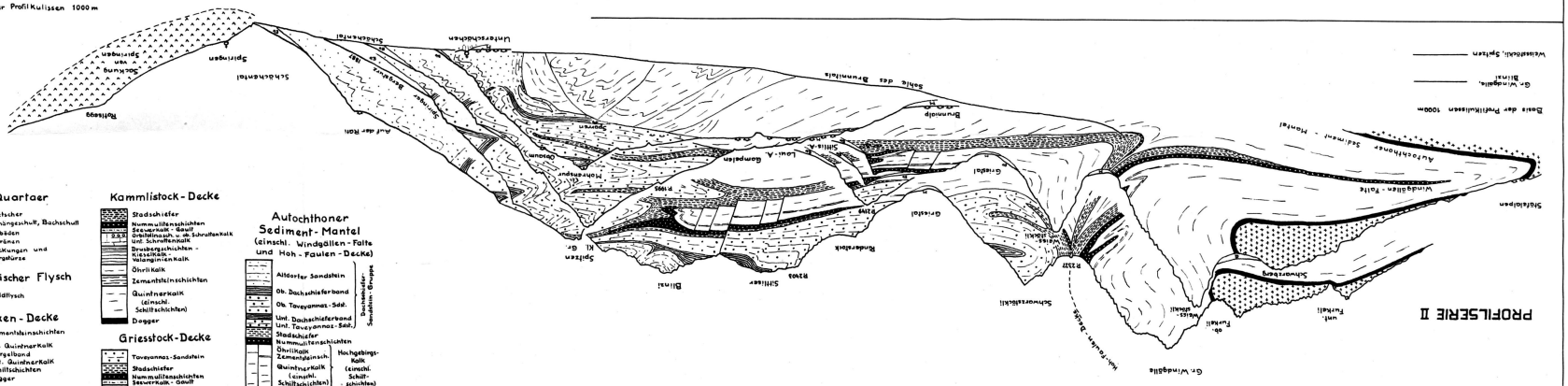
N S



PROFILSERIE III

Basis der Profilkulissen 1000 m

- Kammlistock
- Kammli-Alp
- Ober-Alp, Aesch
- Scheerhorn
- Niseler-Alp
- Griesstock P. 2666, Kl. Ruchen, Gr. Ruchen, Sattelhorn, Wespen



PROFILSERIE II

Basis der Profilkulissen 1000m

- Kl. Windgälle, Spitzen
- Gr. Windgälle, Spitzen
- Weissstock

Quartaer

- q Gletscher
- Eb Gehängeschutt, Bachschutt
- q Talboden
- M Moränen
- Senkungen und Bergstürze

Exotischer Flysch

- Wildflysch

Axen-Decke

- Zementsteinschichten
- Ob. Quinnerkalk
- Mergelband
- Unt. Quinnerkalk
- Schiltschichten
- Dogger
- Lias
- Quartenschiefer
- Trias i.a.
- Lochseitenkalk

Kammlistock-Decke

- Stadschiefer
- Nummulitenschichten
- Seewerkalk - Gault
- Orbitolinenph. u. ob. Schrattenkalk
- Unt. Schrattenkalk
- Brunbergschichten - Kieselkalk - Valanginienkalk
- Öhrlikalk
- Zementsteinschichten
- Quinnerkalk (einschl. Schiltschichten)
- Dogger

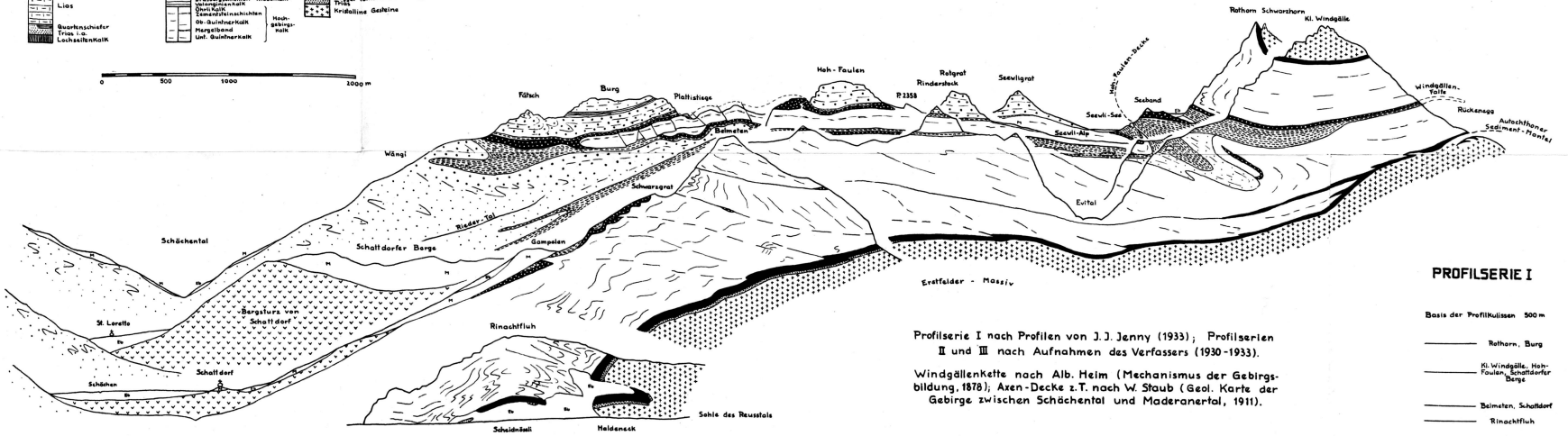
Griesstock-Decke

- Taveyannaz-Sandstein
- Stadschiefer
- Nummulitenschichten
- Seewerkalk - Gault
- Schrattenkalk
- Brunbergschichten - Kieselkalk - Valanginienkalk
- Öhrlikalk
- Zementsteinschichten
- Ob. Quinnerkalk
- Mergelband
- Unt. Quinnerkalk
- Hochgebirgskalk

Autochthoner Sediment-Mantel (einschl. Windgällen-Falte und Hoh-Faulen-Decke)

- Altdorfer Sandstein
- Ob. Dachschieferband
- Ob. Taveyannaz-Sdst.
- Unt. Dachschieferband
- Unt. Taveyannaz-Sdst.
- Dachschiefer-Sandstein-Gruppe
- Stadschiefer
- Nummulitenschichten
- Öhrlikalk
- Zementsteinkalk
- Quinnerkalk (einschl. Schiltschichten)
- Hochgebirgskalk (einschl. Schiltschichten)
- Dogger (einschl. Oxfordien)
- Tithon
- Kreidekalke

0 500 1000 2000 m



PROFILSERIE I

Basis der Profilkulissen 500 m

- Rothorn, Burg
- Kl. Windgälle, Hoh-Faulen, Schattdorfer Berge
- Balmeten, Schattdorf
- Rinachtfluh

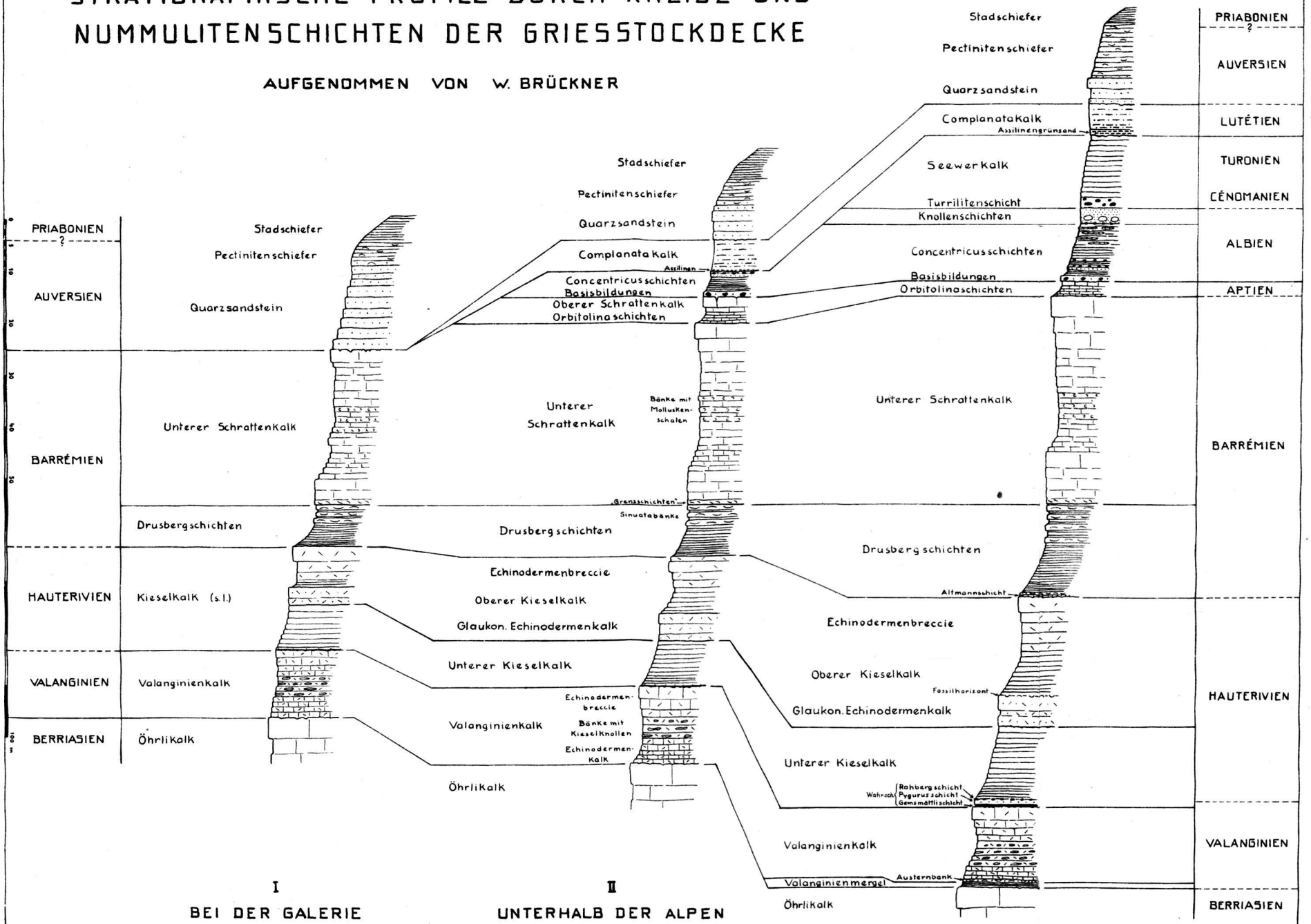
Profilserie I nach Profilen von J. J. Jenny (1933); Profilserien II und III nach Aufnahmen des Verfassers (1930-1933).

Windgällenkette nach Alb. Heim (Mechanismus der Gebirgsbildung, 1878); Axen-Decke z.T. nach W. Staub (Geol. Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1911).

WASSERMANN & CIE. GRAPH. ANSTALT

STRATIGRAPHISCHE PROFILE DURCH KREIDE UND NUMMULITENSCHICHTEN DER GRIESSTOCKDECKE

AUFGENOMMEN VON W. BRÜCKNER



WASSERMANN & Co., GRAPH. ANSTALT

und Stadschiefer sind in allen tektonischen Einheiten vorhanden. Die mächtige Gruppe der Flyschgesteine (Taveyannaz-Sandsteine, Altdorfer-Sandsteine und Dachschiefer) findet sich dagegen hauptsächlich im Autochthonen (s. l.); nur in der Stirnregion der Griesstockdecke gibt es noch etwas Taveyannaz-Sandstein.

Am Aufbau der Axendecke im Schächental beteiligen sich die Trias mit Melsersandstein, Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefer, mächtiger Lias, Dogger und Malm.

Im Hinblick auf die Exkursion sollen Kreide und Nummulitenschichten der Griesstockdecke noch etwas näher besprochen werden (vgl. Tafel X).

Kreide: In der Regel transgrediert der Valanginienkalk auf Öhrlikalk; auf dem Griesstock findet man dazwischen noch dünne Valanginienmergel in kalkiger Ausbildung. Die Gemsmättlischicht ist durch Krusten an der Oberfläche des Valanginienkalks angedeutet. Es folgen braune, sandige Gesteine, die wohl den Pygurusschichten im Säntisgebirge entsprechen, und ein Fossilhorizont mit Seeigeln und Belemniten, wahrscheinlich das Aequivalent der Rahbergschicht. Der hangende Kieselkalk ist zweiteilig und schliesst wie überall mit einer Echinodermenbreccie ab. Die Altmannschicht ist nur am Griesstock vorhanden. Es folgen die Drusbergschichten mit Exogyren und der untere Schrattenkalk. Über diesem liegen in der Regel noch die Orbitolinaschichten und stellenweise ein Rudiment des oberen Schrattenkalks; das übrige Aptien fehlt. In der Stirnregion der Griesstockdecke schliesst die Kreideserie mit Relikten von Albien, auf dem Griesstock findet man darüber noch die fossilreiche Turrilitenschicht und Seewerkalk unter dem transgredierenden Eocaen.

Nummulitenschichten: Das Lutétien fehlt an der Stirn der Griesstockdecke. Wenig südlicher jedoch erscheint der Complanatakalk, der an der Basis eine dünne Schicht mit Assilinen enthält. Aus dieser Lage entwickelt sich am Griesstock der echte Assilinengrünsand. Das Auversien besteht aus Sandsteinen im unteren und Pectinitenschiefern im oberen Teil, die in die Stadschiefer übergehen.

Diese zusammenfassenden Mitteilungen genügen zur Orientierung über den geologischen Bau des Exkursionsgebietes. Einzelheiten finden sich im Exkursionsbericht (p. 325).

Wichtigste neuere Literatur.

ALB. HEIM, Geologische Nachlese Nr. 18. Die vermeintliche „Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarner Doppelfalte" südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur. Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich 51, 1906.

W. STAUB, Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 32, 1911.

Programm der Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft ins Wildflyschgebiet am Ausgang des Schächentals, 8. Sept. 1912. (Mit Stereogramm und Quer-

profil durch die Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, von W. STAUB). Eclogae geol. helv., Bd. 12, p. 183, 1912.

P. v. SCHUMACHER, Der geologische Bau der Claridenkette. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 50 IV, 1928.

Karte:

W. STAUB, Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 32, Spezialkarte Nr. 62, 1911.

6. — L. BENDEL (Luzern): **Geologische Auswertung der Bohrergebnisse im Reussbett in Luzern.** Mit 1 Textfigur.

Technisches: Die Bohrungen wurden nicht nach der alten Sondiermethode vorgenommen, sondern mit Hülfe des neuen Bohrpfahlverfahrens. Das Verfahren ist in der Schweiz. Bauzeitung, Band 101, Nr. 23, näher beschrieben.

Geologisches: Im Längenprofil können von unten nach oben nachfolgende Schichtenunterschiede bestimmt werden:

a) Tertiär-Fels. Derselbe ist ein muskovitreicher, mit Kalk als Bindemittel gut verkitteter Feinsandstein, der dem Budigalien angehört.

b) Schlemmsand: Der Ausdruck „Laufsand" würde für diese Sande am ehesten zutreffen, da sie zu verlaufen beginnen, sobald sie mit Wasser vermengt werden und nicht mehr unter Druck stehen. Meistens weisen sie noch Schilfreste auf; zum Teil war das tonige Bindemittel stark vorherrschend, so dass das Gebilde mergelähnlich aussah.

Die Oberfläche der Schlemmsandschicht war von unebener Beschaffenheit; bei Bohrloch Nr. 3 war die tiefste und bei Bohrloch 6 die höchste Stelle. Zur Abklärung dieser Erscheinung machte ich folgende Überlegung: In der grossen Interglacialzeit Mindel-Riss ist die alte Reussrinne ausgemodelt worden. Beim Rückzug des Rissgletschers ist im Friedental, ungefähr ½ km nördlich von Bohrloch Nr. 8, eine gewaltige Moräne abgelagert worden. Infolgedessen war beim weitern Rückzug des Gletschers im Untersuchungsgebiet ein Stausee aufgetreten, in dessen ruhigen Wassern sich vornehmlich feinkörniges und toniges Material ablagern konnte, sog. Lacustrum.

Nach einiger Zeit wurde dann die Moräne im Friedental durchbrochen, wodurch eine Wasserströmung im Stausee entstand. Das Wasser stürzte über die Felsrippen bei Bohrloch Nr. 2 in den Schlemmsand hinunter, wodurch ein Kolk entstand. Das ausgekolkte Material wurde dann zwischen den Bohrlöchern 5 und 7 aufgelandet.

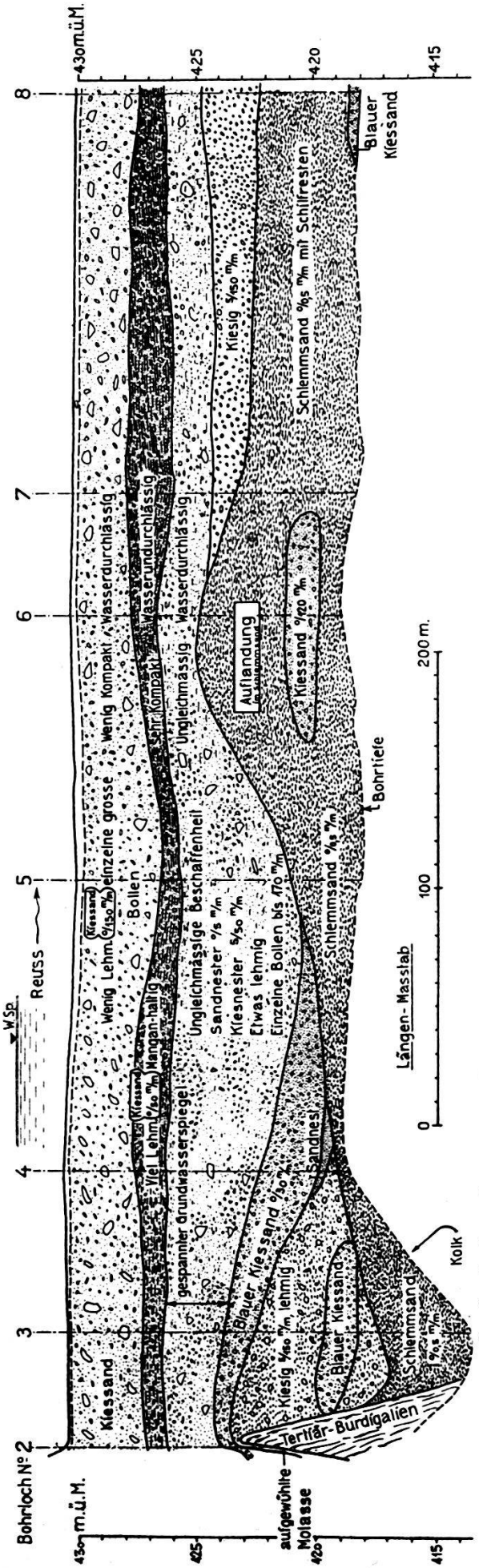
c) Blauer Kiessand. Derselbe enthält sehr viel Kieselkalk, der ihm die blaue Färbung gibt. Auch Juragerölle, Doggerbollen, wie sie in der Umgebung von Engelberg, in den Klippen des Stanserhornes vorkommen, und einzelnes alpin kristallines, gut gerundetes

Gestein ist vorhanden. Da weder die Reuss noch der Krienbach in nennenswertem Masse Juragerölle führen, muss der blaue Kiessand als von der Engelbergeraa stammend angesehen werden.

d) Grau-gelber Kiessand. Derselbe ist namentlich zwischen der Höhenkote 426—424 vorhanden. Es erhebt sich die Frage, ob dieses Material fluvioglaciale Ablagerung, oder ob es eher als Krienbachgeschiebe zu taxieren sei. Für letzteres spricht der Umstand, dass der ganze Habitus dem Material bei den Fundstellen entspricht, bei dem einwandfrei Krienbachkiessand erwiesen ist. In diesem graugelben Kiessand ist ein ungefähr 1½ m artesisch gespanntes Grundwasser vorhanden.

e) Moräne. Zwischen Kote 426—427 ist Moräne vorhanden, die viel Lehm enthält und von sehr kompakter Beschaffenheit ist. Auffallend ist, dass in diesem Horizont kein Juragerölle und kein alpin-kristallines Gestein, sondern polygone Nagelfluh, viel Kreide, wie Kieselkalk, Gault, dann auch Tertiäres, vorwiegend Stampien und aufgewühlte aquitane rote Mergel beobachtet wurden. Es liegt daher der Schluss nahe, dass wir es mit einer Moräne zu tun haben, die weder mit Jura- noch mit Urgestein in Berührung kam. Dies ist möglich, wenn wir annehmen, dass diese Moräne von einem Gletscher, der sein Nährgebiet am Pilatus hatte, herstammt.

f) Alluviale Schichten. Dieselben sind geologisch nicht besonders erwähnenswert.



Geologisches Längenprofil durch die Reuss unterhalb ihres Ausflusses aus dem Vierwaldstättersee.

In der Diskussion bei der Jahresversammlung in Altdorf zitierte Herr BAUMGARTNER die Ergebnisse einer Bohrung mit völlig anderem Charakter als wie oben beschrieben. Bei näherem Untersuch ergab sich, dass fragliche Bohrung ungefähr 3 km nördlich vom Untersuchungsgebiet, wesentlich ausserhalb von der Wallmoräne, im sogenannten Vorschotterfeld des Moränengürtels des Friedentales, entfernt liegt. Als Vergleich kann somit das Bohrloch Baumberger nicht herangezogen werden.

7. — A. BUXTORF und H. FRÖHLICHER (Basel): **Zur Frage des Zusammenhangs des subalpinen Unter-Stampienmeeres mit dem Rheintalgraben.**

Das Vorhandensein der gleichen Fischfaunula im subalpinen Unterstampien des Entlebuchs (Kt. Luzern) wie im südlichen Teil des Rheintalgrabens spricht dafür, dass im Unterstampien eine Meeresverbindung zwischen diesen beiden Gebieten bestanden hat. Diese Verbindung wird namentlich gefordert durch das Auftreten von *Amphisile Heinrichi*, HECKEL und *Clupea* (Meletta) *longimana* HECKEL (Bestimmungen von Herrn Prof. M. LERICHE-Brüssel): Formen, welche nur von Süden her eingewandert sein können, denn sie fehlen im nordeuropäischen Oligocaen. Als Einwanderungsweg kommt am ehesten die südliche Verlängerung des Ostteils des Rheintalgrabens in Betracht, die sogenannte raurachische „Senke" (BAUMBERGER), wo auch heute noch die unterstampischen Sedimente in den Becken von Laufen und Delsberg weit im Kettenjura drin erhalten sind. Wir müssen annehmen, dass ehemals marines Unterstampien auch südlich dieser Becken — besonders desjenigen von Laufen — zum Absatz gelangte, aber kurz darauf wieder zerstört wurde, so dass heute jüngere Stampienbildungen (Glimmermolassen und begleitende Süsswasserkalke) direkt auf der prästampischen Unterlage aufruhen. Diese „raurachische Meeresstrasse" ermöglichte den südlichen Fischformen die Einwanderung in das Gebiet des Rheintalgrabens.

Eine ausführliche Begründung dieser Auffassung, begleitet von Literaturnachweisen, wird in den „Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel", Band XLIV, erscheinen.

8. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): **Die Rheingletschermoränen bei Altstätten und diluviale Gletscherüberlagerungen.**

Erscheint später in den Eclogae.

9. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): **Das Eisalter des diluvialen Rheingletscher-Zungenendes.**

Erscheint später in den Eclogae.

10. — E. KÜNDIG (Albisrieden): **Neue Beobachtungen im Tessiner-Gebiet der penninischen Decken und Wurzelzonen.**

Von diesem Referat ist kein Manuskript eingegangen.

11. — TH. RAVEN: **Über die Ursache der Bildung von Transversalverschiebungen im Jura-Gebirge.** Mit 4 Textfiguren.

Dass, nach der Synthese von ALBERT HEIM über die horizontalen Transversalverschiebungen im Jura, noch die Möglichkeit besteht, allgemeine Gesichtspunkte über dieses Gebirge zum besten zu geben, wird manchen verwundern. Jedoch sind von verschiedenen Seiten gegen die Darlegungen HEIM's Einwände gemacht worden. Mein Ziel ist es, die Begründung dieser Einwände kritisch zu betrachten, und zwar speziell an der Hand meiner Terrainstudien aus der Umgebung von Morez und Les Rousses.

An erster Stelle will ich SCHARDT nennen. Er kennt den südlichen Jura sehr gut und sucht eine ursächliche Beziehung zwischen den transversalen Tälern und den Strukturunterschieden, welche die Ketten beiderseits dieser Täler zeigen. Durch ungenaue Beobachtung nimmt er an, dass der Talboden genau der Grenze der verschieden gefalteten Gebiete folgt. Er kann sich nicht vorstellen, dass diese Gebiete, welche oft grosse Unterschiede in der Entwicklung zeigen, durch eine Bruchfläche imstande sein sollten, so verschieden gefaltet zu werden. Durch ein Zitat kann ich seine Ideen am besten verdeutlichen. „En réalité ce ne sont pas de vrais décrochements, atteignant toute la hauteur des plis à partir de leur base. Il n'y a que plissement inégal de la partie supérieure de la chaîne de chaque côté d'une coupure verticale de longueur déterminée, ne traversant jamais la chaîne entière. Cela n'est possible que si, avant le plissement, il y a eu sur ce parcours une entaille, car on ne peut guère se figurer que ce rôle a pu être joué par une simple fissure permettant aux plis de part et d'autre de se développer différemment."

Bei Les Rousses schneiden sich zwei Störungen mit entgegengesetzter Verstellung. Durch deren Schnittpunkt muss also eine neutrale Zone gehen, welche die beiden entgegengesetzt bewegten Teile trennt und als Rückgrat dieses Jurateiles betrachtet werden muss. Dieses Rückgrat erleichtert in hohem Masse die Parallelisation der Falten beiderseits der Störung. So wie zu erwarten war, scheinen die beiden Verschiebungen in der neutralen Zone zu verlaufen. Meine Erwartung war nun, dass eine genaue Analyse der Detailerscheinungen in dieser Zone die Beweise liefern könnte, ob tatsächlich die Transversalverschiebungen eine Verlängerung der Ketten verursachen. Das wird nämlich von HEIM's Gegnern bestritten. Wenn die Streifen an beiden Seiten der neutralen Zone beide gestreckt sind, muss diese Zone wohl auch unter dem Einfluss dieser Streckung gestanden haben.

Leider sind Aufschlüsse in diesem Rückgrat selten, so dass ich also keine Beweise finden konnte. Merkwürdig ist, dass die Achse der Antiklinale von Les Rousses, welche ungefähr mit der neutralen Zone zusammenfällt, eine so deutliche Flexur zeigt; dies könnte auf die Möglichkeit hinweisen, dass das Rückgrat eher verkürzt als gestreckt wurde. Jedoch ist es auch möglich, dass die Antiklinale bereits statu nascendi diese Flexur zeigte, und dass gerade dadurch die Transversalverschiebungen von Morez und von St. Cergue an dieser Stelle entstanden.

In diesem Zusammenhange komme ich nun auf eine Betrachtung der Dissertation SPRECHER's. Dieser hat, an der Hand seiner Studien über die Störungen von Vallorbe-Pontarlier, HEIM's Auffassungen heftig bekämpft. Er sieht nämlich in den verschiedenen Störungserscheinungen die Manifestation einer Verkürzung der Ketten. Man kann sich vorstellen, dass die Brüche aus Querflexuren entstanden sind. Eine solche Flexur ist natürlich nicht als Folge des Streckens, sondern des Verkürzens aufzufassen. Wenn ein solches Endresultat durch Streckung entstanden sein würde, könnten wir zwar die Umbiegung als Schleppung auffassen, aber dann muss in der geschleppten Zone ein Massendefekt auftreten, während SPRECHER gerade ein Massen-surplus feststellt. Ausserdem gibt SPRECHER eine Reihe anderer Anpressungserscheinungen an, beispielsweise eine Aufschiebung des Ostflügels auf den Westflügel dieses Bruches.

Die Ursache, welche SPRECHER für diesen Druck angibt, ist aber sehr unwahrscheinlich. Er stellt sich nämlich vor, dass jener Terrainstreifen, welcher jetzt das Faltungsgebirge bildet, vor der Faltung eine grössere Länge hatte als nachher; durch den faltenden Schub nach Nordwesten soll der Jura in den nach dieser Richtung enger werdenden, keilförmigen Raum zwischen Vogesen und dem französischem Zentralmassiv gestaut worden sein. Dadurch soll jede der Ketten einen kürzeren Raum einzunehmen haben, das heisst, in der Längsrichtung zusammengedrückt werden. Wenn wir dies folgerichtig durchdenken, dann sehen wir, dass eine solche Verkürzung nur dann entstehen kann, wenn sich die Ketten von ihren ursprünglichen Enden loslösen. Wenn dies aber mit allen Ketten der Fall sein sollte, müsste das Juragebirge von zwei nach Nordwesten konvergierenden Brüchen begrenzt sein, was, wie wir wissen, nicht der Fall ist. Auch vermag SPRECHER keine vollständig befriedigende Erklärung zu geben für die von HEIM gefundenen Gesetzlichkeiten bezüglich der Verschiebungsrichtung.

Dahingegen kann ich mich SPRECHER bezüglich seiner Meinung, dass die Transversalstörung bereits im ersten Stadium der Faltung entstanden ist, anschliessen. Aus der Tatsache, dass sich alle belangreichen Falten jenseits der Störung fortsetzen, leite ich ab, dass die Faltung bereits im Gange war, als die Störung einsetzte. Die grossen Formunterschiede der gegenüberliegenden Seiten aber beweisen, dass die Störung bereits in einem sehr frühen Stadium der Faltung den

Zusammenhang beider Flügel unterbrach. Diese Formunterschiede sehen wir beispielsweise in der Synklinale des Mont Fier. Streichen wir diese Falte aus, dann sehen wir nicht allein, dass die Verkürzung östlich der Störung viel stärker ist als westlich davon, sondern ausserdem, dass die abgewickelte Breite im Ostflügel grösser ist. Die erstgenannte Tatsache in Bezug auf die neutrale Zone betrachtet, erklärt, dass die Achse der nach Nordwesten folgenden Antiklinale östlich von der Störung relativ nach Süden verschoben ist.

Wir sehen also, dass die Verschiebung dieser Antiklinale im Gegensatz steht mit HEIM's Theorie und dass die Kettenverlängerung kein wesentliches Merkmal der Transversalverschiebungen ist. Wir können eine geringe Verkürzung der in Rede stehenden Antiklinale feststellen. Zwei Kilometer nördlicher verhalten sich die Erscheinungen aber umgekehrt: der absolute Zusammenschub der Synklinale von l'Enfer ist viel grösser als jener vom Crêt à la Dame. Gerade diese

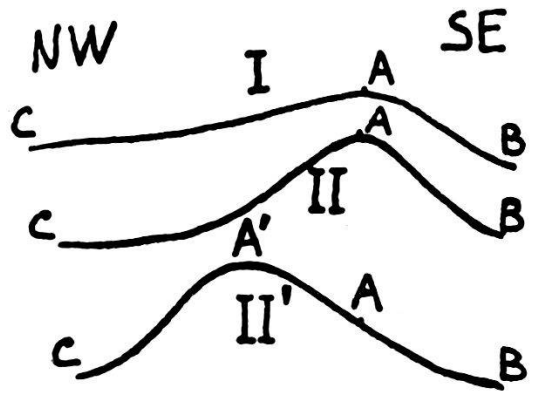


Fig. 1.

Umkehr der Rollen ist als ein Beweis für das relative Alter der Störung aufzufassen: der grösste Teil der Faltenentwicklung fand erst nach der Trennung der beiden Flügel statt. In dieser Hinsicht kann ich mich also nicht HEIM anschliessen, welcher annimmt, dass die Verschiebungen erst etwa während des letzten Drittels der Faltung entstanden seien.

Hieraus folgt auch, dass ich mich nicht HEIM's Methode zur Berechnung der Kettenverlängerung anschliessen kann. Nach ihm würde ich — basierend auf den maximalen Betrag bei Morez — auf einen Betrag von Cos $65^0 \times 450$ m $= 148$ m kommen. Dann aber müsste ich annehmen, dass die antiklinalen Achsen (auf welchem Abstand die Berechnung basiert ist) mit der embryonalen antiklinalen Achse vor der Bruchbildung übereinstimmen (Fig. 1). Diese Zeichnung stellt einen Durchschnitt durch eine embryonale Falte dar. Die antiklinale Achse A und die Enden B und C stehen also lotrecht auf der Zeichenfläche. Stellen wir uns nun vor, dass der Zusammenhang zwischen dem östlichen und westlichen Teil unterbrochen wird

durch den Bruch, aber dass dieser die Linie B intakt lässt, dann kann die weitere Entwicklung nordwestlich von dieser Linie B an beiden Seiten des Bruches ganz verschieden verlaufen; in dem einen Flügel kann die Linie A als antiklinale Achse weiter fungieren (II), in dem anderen kann sich die Antiklinale auf Kosten der Synklinale bei C nach Nordwesten verschieben (II'): dann ist A' die jetzige Achse, während die embryonale Achse A auf den Südflügel verschoben wird. Es ist selbstverständlich, dass aus der Lage von A' in Bezug auf A in II nicht auf eine Verlängerung der Ketten geschlossen werden darf. Die Berechnungen HEIM's treffen also nur zu, wenn wir die gegenwärtige Lage der embryonalen Achsen vergleichen, was natürlich praktisch unmöglich ist.

Neben HEIM und SPRECHER hat auch SCHWINNER sehr fruchtbare Ideen über die Verschiebungen geäussert. Er konstruiert die beiden Systeme als Scherung in engem Zusammenhang mit der Faltung in eine Deformationsfigur.

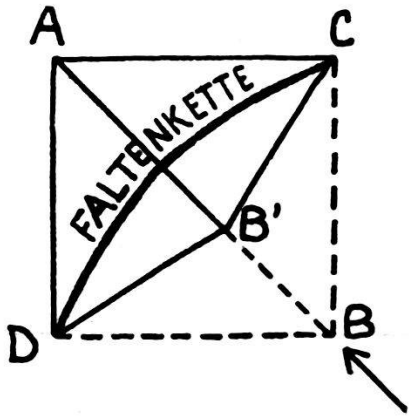


Fig. 2.

Gestatten Sie mir (auf dieser Methode weiterbauend), dass ich schematisch die Deformation, welche die Erdkruste durch eine tangentielle Kraft erleidet, an einem Kubus illustriere, von welchem ich der Einfachheit halber bloss die obere Fläche zeichne.

Fig. 2: Der am meisten bekannte Fall ist die Faltung, dann findet die Deformation durch Oberflächenverkleinerung statt, und das Material weicht nach oben aus und isostatisch nach unten. Es bilden sich die Faltenketten lotrecht auf die maximale Verkürzung.

Fig. 3: Zweitens kann die Erdkruste auf eine Kraft durch Brüche reagieren mit ungefähr horizontaler Bewegung, und zwar nach dem von LEITH angegebenen Schema der Diaklasen. In diesem Falle bleibt die Oberfläche gleich gross und das Material weicht seitwärts aus. Die Diagonale AB wird verkürzt, die Diagonale DC verlängert.

Dieser zweite Fall wird selbständig nur selten vorkommen, da das Material meist keine Gelegenheit erhält, seitlich auszuweichen.

Aber in unserem Falle, in welchem ein Gebirge nach der erst besprochenen Art gefaltet wird, wobei die Diagonale lotrecht auf die maximale Verkürzung gebogen und darum also gestreckt wird, wird durch diese Streckung der Ketten der zweite genannte Fall die Möglichkeit erreichen, sich zu realisieren. Während des grössten Teils der Kettenbildung im Jura haben die Deformationen nach beiden Prinzipien harmonisch nebeneinander stattgefunden. Ich fasse also die Biegung der Ketten nicht als eine selbständige Ursache des Entstehens der Transversalverschiebungen auf, sondern nur als den direkten Anlass zu ihrem Auftreten.

Die Ursache ist nicht eine Zugkraft, sondern eine Auspressung infolge der Kräfte, welche auch die Faltung veranlassten. Diese Auffassung ermöglicht schliesslich auch, dass wir die beiden auf den ersten Blick unvereinbaren Beobachtungen HEIM's und SPRECHER's dennoch

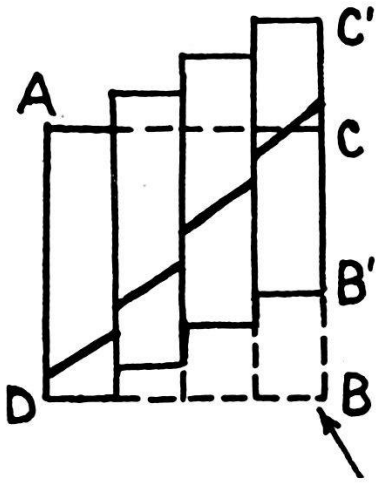


Fig. 3.

begreifen können. Denn wenn auch eine Tendenz zum Ausweichen lotrecht auf die stärkste Verkürzung des Gebirges besteht, sobald dieses Ausweichen den durch die Biegung frei gewordenen Raum erfüllt hat, wird ein Gegendruck auftreten, welcher die von SPRECHER beobachteten Druckerscheinungen in der Störungszone verursacht. Ausserdem können wir erklären, warum nie regelmässig an den nordsüdlich gerichteten Verschiebungen eine relative Verschiebung des östlichen Flügels nach Süden auftritt. Gerade dies würde ja die Verkürzung hervorrufen, welche wir der Ansicht SPRECHER's nach zu erwarten hätten. Aber wenn wir uns eine auf diese Weise durchschnittene Kette zeichnen, sehen wir (Fig. 4), dass die Ketten parallel statt senkrecht zur kürzesten Diagonale der Deformationsfigur liegen, was natürlich unmöglich ist.

Die von HEIM beobachtete Gesetzmässigkeit ist also theoretisch vollkommen erklärlich.

Die Allgemeinheit dieser auf SCHWINNER's Idee begründeten Anschauung lässt erwarten, dass solche gesetzmässig gerichtete Verschiebungen in vielen gebogenen Kettengebirgen wieder gefunden werden können, wenn auch vielleicht in kleineren Dimensionen.

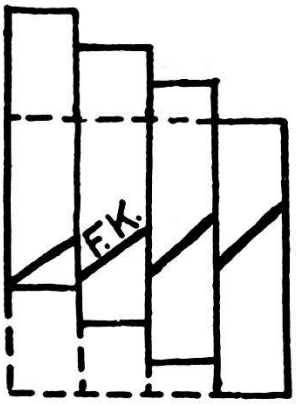


Fig. 4.

Für Literaturangaben siehe: TH. RAVEN: Et. géol. de la Région de Morez-Les Rousses. Diss. Utrecht 1932 und Trav. du Lab. de Géologie de Lyon, fasc. XX. Mém. 17.

12. — LAGOTALA, H. (Genève): **Parallélisme entre les formations géologiques du Congo français et de la région Katanga-Rhodésie.**

L'origine glaciaire des conglomérats de N'Zilo du Katanga et leur identification avec les conglomérats du Roan des régions Katanga-Rhodésie permet d'attribuer aux conglomérats du Roan une origine au moins partiellement glaciaire et de leur donner la valeur d'un épisode continental important.

Il en est de même des tillites qui dans ces mêmes régions séparent le système du Katanga de celui des Mines.

On a en général parallélisé le schisto-calcaire et le schisto-gréseux du Congo français et du Bas-Congo belge avec respectivement le Koundeloungou inférieur et supérieur du Katanga-Rhodésie. Mais alors que les termes inférieurs et supérieurs du Koundeloungou sont concordants entre eux, le schisto-gréseux repose en discordance nette sur le schisto-calcaire. La fin de la sédimentation calcaire est marquée par des mouvements de plissement et d'exsondation du sol suivis d'une érosion.

En nous basant sur les discordances, les plissements et les caractères généraux de la sédimentation, nous aboutissons au parallélisme: schisto-calcaire = série des Mines. Le tableau suivant donne le résumé des corrélations qui nous semblent exister entre ces deux régions du bassin du Congo.

Congo occidental	Katanga-Rhodésie
Système du Karoo.	
Grès Batékés ?	Loualaba-Loubilache pars.
Système du Katanga.	
Série du Koundeloungou.	
Schisto-gréseux.	Koundeloungou sup. et inf.
Phase continentale	Tillites du Katanga.
Série des Mines.	
Minéralisation principale de ces terrains en cuivre.	
Schisto-calcaire.	Groupe de Mwashia. Groupe du Roan sup. Groupe du Roan inf.
Phase continentale, Tillites du Bas-Congo et conglomérats du Roan.	
Système Muva-Ankole.	
Quartzito-schisteux.	Muva-Ankole.

Socle cristallin et cristallophyllien.

Cet essai ne représente qu'une hypothèse de travail. Il présente certainement des points faibles comme tout travail de ce genre en comportera aussi longtemps que les arguments paléontologiques feront défaut. Par ce tableau se trouve cependant réalisé le synchronisme des grandes lignes de l'histoire géologique du bassin du Congo, telle qu'elle apparaît dans l'état actuel de nos connaissances.

13. — P. Muheim (Altdorf): **Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg.**

Erscheint später ausführlich in den Eclogae.

14. — A. Buxtorf (Basel): **Taveyannazsandstein im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes.** (Veröffentlicht mit Zustimmung der Geolog. Kommission S.N.G.)

Anlässlich der geologischen Neuaufnahme der Gegend nördlich des Gnepfsteins (West-Pilatus) gelang es, im subalpinen Flysch typische Taveyannazsandsteine nachzuweisen. Soweit dies wegen der

häufigen Rutschungen des Geländes erkannt werden kann, handelt es sich um einzelne mit Schiefern verknüpfte Sandsteinpakete. Der Sandstein ist fein- bis grobkörnig, grau oder grünlich, und ungefleckt.

Das neue Vorkommen gehört — wahrscheinlich als östlichstes — zu den verschiedenen im subalpinen Flysch verschürften Taveyannazsandsteinlinsen, welche am Thunersee einsetzen und nach Nordosten zu bisher bis zur grossen Emme bekannt waren.

Über die allgemeine Verbreitung des Taveyannazsandsteins im helvetischen Deckengebiet ergeben sich beim heutigen Stand unserer Kenntnisse im grossen ganzen folgende Leitlinien:

In der Westschweiz — bis zum Kiental — sind seine Vorkommen direkt an die Diableretsdecke gebunden; vom Kiental und Thunersee an zum Vierwaldstättersee — d. h. in dem Abschnitt, in welchem die mächtig entwickelte Wildhorndecke fast unvermittelt dem Sedimentmantel des Aarmassivs aufliegt und bis hinaus an den Alpenrand reicht, finden sich zwischen autochthonem Mantel und Wildhorndecke nur geringmächtige Reste von Taveyannazsandstein, dafür sind aber einzelne Linsen durch die Wildhorndecke bis hinaus in den subalpinen Flysch verschürft worden; vom Reusstal an nach Osten fehlen diese Schürflinge, die Taveyannazsandsteine sind östlich vom Schächental an das Parautochthone gebunden und kennzeichnen auch die davon abgeschürften Deckenteilstücke (Wagetenkette).

15. — L.-W. Collet (Genève) et E. Gagnebin (Lausanne): **Lentilles de mylonite cristalline à la base de l'écaille parautochtone du Col du Jorat, près Salanfe (Valais).**

L.-W. Collet a découvert, il y a quelques années, des lentilles de granite écrasé noyées dans le Trias, sur le versant méridional de Gagnerie, au-dessus du chemin qui monte de Salanfe au Col du Jorat. Une excursion en commun nous a révélé que ces lambeaux cristallins sont à la base non pas de la nappe de Morcles, comme ceux de Salanfe, mais de l'écaille parautochtone du Col du Jorat signalée par F. de Loys.

Pour atteindre cet intéressant affleurement il faut, des chalets de la Confrérie, suivre le chemin du Col du Jorat, jusque sur la rive gauche du premier torrent (Carte Siegfried), puis gravir la pente d'éboulis. Cette dernière s'appuye, à l'Est, sur une paroi dont la crête conduit à un entonnoir torrentiel à sec, au-dessus du Malm autochtone. Sur ce dernier, dans l'entonnoir, repose le Trias de l'écaille dans lequel les mylonites gneissiques sont emballées. Cette zone supporte le Nummulitique normal, schisteux, de l'écaille. Ici le Malm normal fait défaut.

Si l'on suit vers l'Est le Trias de base de l'écaille on voit qu'il diminue d'épaisseur et forme une étroite vire vertigineuse qui permet de rejoindre l'arête qui de Gagnerie descend vers le Col du Jorat. On peut ainsi raccorder le Trias aux Mylonites et celui de la base de l'écaille décrite par de Loys. A mi-chemin sur la vire on voit de l'Argovien et du Malm s'intercaler entre le Trias et le Nummulitique. Par ci par là, sur la vire, quelques blocs de mylonites gneissiques sont intercalés dans ou sous le Trias.

16. — W. Leupold (Bern): **Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen.**

Siehe Seite 295.