

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	16 (1920-1922)
Heft:	1
 Artikel:	Compte-rendu de la trente-septième réunion annuelle de la Société géologique Suisse, tenue le 31 août 1920 à Neuchâtel
Autor:	[s.n.]
Kapitel:	B: 37e Assemblée générale de la Société géologique Suisse à Neuchâtel
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-157917

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: 16.01.2026

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

et les ont trouvés exacts. Ils en donnent décharge au trésorier, M. le Dr. J. Weber et lui expriment leurs remerciements pour la bonne gestion de la caisse de la Société.

Genève, 28 janvier 1920.

Jules Favre.

Aarau, den 16. Februar 1920.

Ad. Hartmann.

B.

37^e Assemblée générale de la Société géologique Suisse à Neuchâtel.

Mardi le 31 Août 1920 à 8 h du matin à l'institut de
géologie (au Mail), Salle 51, 2^e étage.

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.

Prof. E. ARGAND begrüßt die zahlreich erschienenen Mitglieder der S. G. G. und freut sich, dieselben im neuen geologischen Institut der Universität Neuchâtel willkommen heissen zu dürfen. Hierauf eröffnet Präsident M. LUGEON die 37. Hauptversammlung und beglückwünscht zunächst E. ARGAND zu dem prachtvoll eingerichteten Institute, das er mit ebensoviel Energie als Weitblick geschaffen habe, unterstützt von den Behörden von Neuchâtel und Freunden unserer Wissenschaft, und das bestimmt sei, der Geologie die grössten Dienste zu leisten.

Es folgt hierauf die *Verlesung des Jahresberichtes pro 1919/20*, der genehmigt wird (siehe oben). Anschliessend teilt der Präsident mit, dass die von JULES FAVRE, Genève, mit so viel Sorgfalt vorbereitete *Exkursion in den Neuenburger-Jura* leider nicht stattfinden könne, da das Gebiet wegen Maul- und Klauenseuche gänzlich gesperrt sei. Es ist dies das erste Mal, dass mit unserer Hauptversammlung keine spezielle geologische Exkursion verknüpft ist.

Mit Bedauern wird sodann vom *Rücktritt unseres bisherigen Redaktors der »Revue géologique suisse«*, CH. SARASIN, Kenntnis genommen. Die Ernennung Ch. Sarasins zum Oberst - Divisionär und Kommandanten der 4. Division schliesst die Beibehaltung der Redaktion vollständig aus. Die Versammlung beauftragt den Präsidenten, unserm Mitgliede Ch. Sarasin den wärmsten Dank der Gesellschaft auszusprechen für die grossen Dienste, die er als Redaktor

der »Revue géol. suisse« während so vielen Jahren geleistet habe.

Anschliessend legt der Kassier J. WEBER den *Kassabericht pro 1919* vor. Infolge der Einführung der neuen Statuten umfasst derselbe nur den Zeitraum Juli—Dezember 1919, der nächste wird sich dann über das Kalenderjahr 1920 erstrecken. Dem schriftlichen Antrag der Rechnungsrevisoren, Dr. JULES FAVRE, Genf, und Prof. AD. HARTMANN, Aarau, die Rechnung zu genehmigen, wird beigestimmt und dem Kassier Décharge erteilt. Ebenso wird das vorgelegte *Budget pro 1920* gutgeheissen und bestimmt, dass die Mitgliederbeiträge pro 1921 dieselben bleiben sollen wie bisher.

Als neuer Rechnungsrevisor wird an Stelle von Dr. JULES FAVRE gewählt Dr. FR. JACCARD, Lausanne.

Das weitere, auf der Liste figurierende Traktandum : *Regelung des Verhältnisses der S. G. G. zur Stadtbibliothek Bern betr. Tauschverkehr*, wird, weil noch keine vollständige Abklärung vorliegt, nicht näher behandelt. Auf Antrag des Präsidenten überlässt die Versammlung die Erledigung dieser Angelegenheit dem Vorstande.

Schluss der Geschäftssitzung 8 h 45.

Der Präsident: Prof. Dr. M. Lugeon.

Der Schriftführer: Prof. Dr. A. Buxtorf.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sektion für Geologie und Mineralogie der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft.

Präs. M. LUGEON; Sekretäre E. GAGNEBIN und P. BECK.

Die wissenschaftliche Sitzung dauert bis 12 $\frac{1}{2}$ Uhr; es können nicht alle angemeldeten Vorträge gehalten werden, dagegen sollen von allen kurze Inhaltsangaben in den »Verhandlungen« und den »Eclogae« erscheinen.

Nachmittags 2 $\frac{1}{2}$ —5 Uhr demonstriert E. ARGAND den aufs modernste eingerichteten Projektionsapparat des geologischen Instituts; anschliessend findet ein Rundgang durch dessen Säle und Sammlungen statt.

1. — E. DE MARGERIE (Strasbourg): *Présentation d'un ouvrage sur le Jura.*

Ueber diesen Vortrag ist kein Manuskript eingelaufen.

2. — ELIE GAGNEBIN (Lausanne): Les Préalpes entre Montreux et le Moléson.

L'auteur présente la carte géologique au 1/25 000 qu'il a dressée de cette région et du massif des poudingues du Pélerin, avec une série de coupes transversales.

Il relève quelques points intéressants de la géologie des Préalpes médianes et des Préalpes bordières.

Dans la première de ces zones, il rappelle l'irrégularité de dépôt du Lias inférieur, déjà signalée dans une note préliminaire¹⁾. Pour ce qui concerne la tectonique, l'auteur montre que nous assistons, dans la région étudiée, à la préparation de deux unités importantes, qui prennent tout leur développement vers le Nord: le grand *synclinal d'Albeuve* d'abord, puis, parmi les plis marginaux, le *synclinal du Moléson*. Ces deux éléments principaux sont précédés, vers le Sud, par des zones de complication extrême, où les plis changent de forme, d'allure et de style à chaque pas. A mesure que les unités principales s'établissent, gagnent en ampleur, elles substituent à ces duplicatures désordonnées leur imposante simplicité.

Dans la zone des Préalpes bordières, l'auteur met en lumière la complexité extraordinaire des diverses écailles.

Il signale la présence, au Nord du lac de Lussy, d'un lambeau de recouvrement de flysch en plein avant-pays, formant toute la butte moutonnée de *Montabliet*, dont la base est faite de bancs molassiques redressés à 50°. Ce lambeau coïncide avec le passage latéral, vers le Nord, des conglomérats molassiques au faciès gréseux.

3. — A. BUXTORF und E. LEHNER (Basel): Rheintalische Brüche in der Monterrible-Kette und im Clos du Doubs (mit einer Textfigur).

Anlässlich geologischer Untersuchungen am schweizerisch-französischen Doubs im Frühjahr 1920 bot sich uns Gelegenheit zur mehrfachen Ueberquerung der Monterrible-Kette und des Clos du Doubs. Dabei ergab sich, dass die Darstellungen, wie sie auf Bl. VII der schweiz. geol. Karte 1 : 100 000 und Bl. Montbéliard der französischen Karte 1 : 80 000 gegeben werden, in mancher Hinsicht der Be richtigung befürfen.

¹⁾ E. GAGNEBIN. Les lacunes du Lias inférieur entre Montreux et le Moléson. — Bull. Soc. vaudoise Sc. nat., vol. 52, Proc.-Verb. p. 52, 1918.

A. *Montterrible-Kette* (vergl. neben den schon erwähnten geol. Karten auch Siegfriedblatt 87, Réclère).

Die Darstellung auf Bl. VII, wonach im SW von Pruntrut, von Vacherie dessus an westwärts gegen Vaufrey zu, der Scheitel der Kette aus Rauracien (und etwas Sequan) gebildet wird, ist unzutreffend. Vielmehr besteht die *Signalhöhe von Faux d'Enson*, P. 930 (bezw. 931, Bl. Réclère) und der ganze gegen Montursin abdachende Bergrücken aus *Hauptrogenstein*, der stellenweise von Calcaire roux und Dalle nacrée überdeckt ist. Der Dogger streicht somit in grosser Breite ins französische Doubstal hinüber. *Oxford und Rauracien setzen erst südlich und östlich »le Fol« ein*, in einer Verbreitung, wie sie etwa Bl. VII angibt.

Der Bau des Doggerkerns wird *in der Umgebung von Roche d'Or durch zweierlei Störungen* charakterisiert. Zunächst durch die nach Norden gerichtete, SW—NE und E streichende *Ueberschiebung der Montterrible-Kette*. Südlich Chevenez verläuft diese etwas nördlicher als Bl. VII angibt, ebenso streicht sie nach Westen zu *nördlich* des Dorfes *Roche d'Or* durch. Dieses liegt noch auf dem überschobenen *Hauptrogensteinnordschenkel* der Kette, deren Bajocien-Aalénien-Kern zwischen Vacherie dessous und La Vaux durchgehends zu verfolgen ist und etwa den Bezirk einnimmt, welcher auf Bl. VII mit q (Lehm quaternaire) bezeichnet ist. *Mit dem Felsen von Roche d'Or* (P. 850) streicht der überschobene *Hauptrogensteinnordschenkel* nach SW zu in die Luft aus; dafür erscheint der bisher unter Ueberschiebungsmassen verborgene normale Malmnordschenkel der Kette. Entsprechend diesen Verhältnissen biegt die ausstreichende Ueberschiebung um das Westende des Felsens von Roche d'Or herum südwärts ab und scheint gegen La Vaux zu in den Kern der Kette einzulenken. Ob sie hier ausklingt oder weiter gegen Vaufrey zu ins Doubstal verfolgt werden kann, vermögen wir einstweilen nicht anzugeben.

Senkrecht zum Streichen von Kette und Ueberschiebung verläuft nun eine *zweite Störung*. Ca. $1\frac{1}{2}$ km ostsüdöstlich Roche d'Or wird der Kettenrücken von einer fast genau N—S verlaufenden *Verwerfung* gequert, längs welcher sich der Gewölbescheitel nach W zu um rund 40 m heraushebt. Im Hauptrogenstein am Weg westlich Vacherie dessus ist diese Verwerfung ausgezeichnet aufgeschlossen (Streichen N 20° E, Fallen 70— 80° E). Sie bedingt eine deutlich hervortretende *Steilzone*, welche wohl die

Veranlassung gewesen sein mag, auf der Karte die gehobenen Hauptrogensteinkalke irrtümlich als Rauraciens darzustellen.

Nach N zu verläuft die Verwerfung zunächst östlich von Vacherie dessous und bildet anscheinend die Grenze zwischen dem Wiesengelände des gehobenen Gewölbekerns im W und dem östlich anstossenden bewaldeten Hauptrogensteingebiet. Hierauf quert sie (südlich P. 596, Bl. Réclère, Aufl. 1918) den überschobenen Hauptrogenstein-

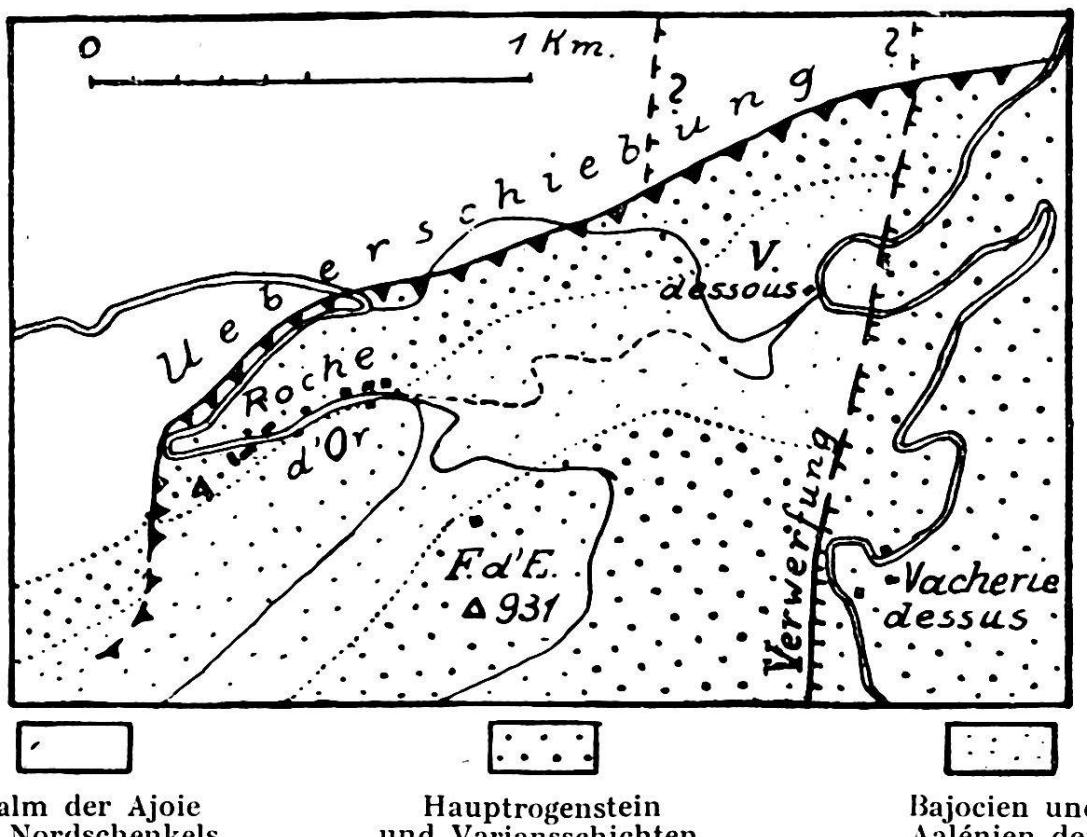


Fig. 1. Tektonische Skizze der Montterriblekette bei Roche d'Or (Berner Jura).

nordschenkel. Ihr Weiterstreichen in das nördlich anstossende Malmgebiet der Ajoie haben wir bisher nicht weiter verfolgt. Der Bruch könnte vermutet werden im Wiesentälchen, das bei P. 596 anfängt und genau in die Richtung unserer Verwerfung fällt. Eventuell wäre auch ein Zusammenhang denkbar mit der von K. HUMMEL (Die Tektonik des Elsgaus; Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. XX, 1914) nachgewiesenen *Verwerfung von Rocourt* (im Steinbruch bei P. 506 östlich Rocourt zu beobachten). Sinn und Richtung stimmen mit ihr überein, doch quert unsere

Verwerfung den Doggerkern der Kette 500 m weiter östlich, als dies bei geradliniger Verlängerung von HUMMEL'S Rocourt-verwerfung der Fall wäre¹⁾.

Wie dem auch sei, jedenfalls dürfte es feststehen, dass die von uns beobachtete *Verwerfung von Vacherie dessus zum System der rheintalischen Brüche* gehört, die nach HUMMEL für den Bau der Ajoie grösste Bedeutung besitzen.

Verfolgen wir die beschriebene Verwerfung weiter nach Süden zu auf französischen Boden hinüber, so bedingt sie zunächst den scharfen Westrand der Rauracienfluh, die sich ca. 500 m östlich *le Fol* erhebt, und streicht dann gegen den Ostrand des auf Bl. VII südlich *le Fol* angegebenen Bergschlipfes.

B. *Clos du Doubs-Kette*. Am Südufer des Doubs haben wir den Bruch einstweilen nicht näher verfolgt, dagegen trafen wir ihn in schönster Entwicklung wieder oben auf dem Clos du Doubs, hart westlich *Montnoiron*. Er bedingt dort, westlich des von dieser Ortschaft nach S führenden Weges, eine bewaldete Hauptrogensteinkante, genau wie bei Vacherie dessus. Auch Richtung, Sinn und Betrag der Verwerfung stimmen absolut mit den Verhältnissen bei Vacherie dessus überein, so dass an einem Zusammenhang der Verwerfungen nicht gezweifelt werden kann.

Merkwürdigerweise hat die Verwerfung bei Montnoiron dieselbe unrichtige Kartierung veranlasst, wie in der Montterrible-Kette. Der ganze von *Montnoiron* über *Les Essarts* geradlinig nach den nördlichsten Häusern von Courtefontaine ziehende Höhenrücken ist in Wirklichkeit kein Oxfordien-Rauracien, sondern *Hauptrogenstein*. Von *Epiquerez* (schweiz. Clos du Doubs) bis zum *Signal Taconat* westlich Courtefontaine ist ununterbrochen ein Doggerkern von fast gleichbleibender Breite erschlossen, der übrigens auch von der Strasse *Courtefontaine-Vaufrey* angeschnitten wird.

Südlich von Montnoiron konnten wir die Verwerfung von Vacherie dessus bis jetzt nicht nachweisen, wenigstens lässt sich im Rauracienkamm nördlich *Indevillers* keinerlei Un-

¹⁾ Die unrichtige Darstellung des Geländes von Roche d'Or auf Bl. VII hat HUMMEL zu Kombinationen über die gegenseitige Beeinflussung von alten Verwerfungen und Montterrible-Kette geführt, die natürlich nunmehr dahinfallen.. Ein Ausbiegen des Doggergewölbes nach S zu (Richtung Vernois) findet nicht statt. Was südlich Vernois als Dm (mittlerer Dogger-Hauptrogenstein) angegeben ist, besteht in Wirklichkeit aus Sackungsmassen von unterm Malm (Oxf. u. Raur.), welche einem Dalle nacrée-Gewölbe aufruhen.

regelmässigkeit erkennen. Trotzdem also diese Verwerfung wahrscheinlich schon im nördlichen Teil des Clos du Doubs ausklingt, so kommt ihr doch grosse Bedeutung zu, weil sie ein weiterer *Beweis* dafür ist, dass alte rheintalische Brüche gelegentlich bis weit in den Kettenjura hinein nachzuweisen sind.

4. — A. BUXTORF und E. LEHNER (Basel): Ueber alte Doubsläufe zwischen Biaufond und Soubey (mit einer Textfigur).

Bei der gleichen Gelegenheit sind wir auch zur Kenntnis einiger alter Erosionsrinnen des Doubs gelangt, welche unseres Wissens bisher keine Beachtung gefunden haben. Z. T. handelt es sich um Flussverlegungen, die durch alte Bergstürze bedingt sind, z. T. aber auch um alte Rinnen, die der Doubs beim Vertiefen des Tales geschaffen hat und aus irgend welchen, nicht näher zu ermittelnden Gründen wieder verliess.

A. *Refrain* (vergl. Siegfriedblatt 114, Biaufond, Aufl. 1918). Seit langem ist bekannt, dass Bergsturz- und Sackungsmassen, welche im Laufe der Quartärzeit von den seitlichen Hängen in das tiefeingeschnittene Doubstal gestürzt sind, eine treppenartige Gliederung des Flusslaufes in Gefällestufen und gestaute Strecken erzeugt haben. Es sei nur an den *Lac des Brenets* erinnert, wo die Sackungsmassen einseitl. den See und anderseits die Steilstufe mit dem »*Saut du Doubs*« erzeugt haben. Das Gleiche ist der Fall bei der Gefällestufe von »*La Goule*« bei Noirmont. Obwohl hier der Bergsturz erst im Jahre 1536 niedergebrochen sein soll (vergl. den Artikel »*Doubs*« im geogr. Lexikon der Schweiz), so ist der einstige See doch schon wieder durch Alluvionen aufgefüllt worden. Beim *Refrain* endlich kombinieren sich derartige Verhältnisse mit einer *Verlegung des Flussbettes*. Nach unserer Auffassung bedingen hier die von der nordwestlichen Talseite abgebrochenen Sackungsmassen von Oxfordien und Rauraciens nicht bloss eine Blockierung des heutigen Tales und damit teilweise die 62 m hohe, vom Refrainwerk ausgenützte Gefällestufe, sondern sie haben auch ein altes Doubstal verschüttet, das nördlich des heutigen lag. Dieses alte Flussbett zweigt sehr wahrscheinlich in der Gegend des Stauwehrs der »*Usine*« (oder etwas unterhalb desselben) vom heutigen Doubs nach NNE ab und vereinigt sich $1\frac{1}{2}$ km weiter unten wieder mit ihm. Zwischen dem alten und dem neuen Lauf erheben sich

zwei isolierte Rauracienmassen: die westliche derselben erscheint etwas gesackt und gelockert, ist aber als Ganzes wohl kaum als Sackungsmasse zu bezeichnen; die östliche zeigt die intakte, flache Lagerung des Anstehenden. Sie überragt noch heute das nördlich davon liegende, hier nur mässig von Schutt erfüllte alte Doubstal. Diese Verhältnisse sind sehr gut zu überblicken vom schweizerischen Talhang aus, besonders aus der Gegend von »la Cernie«.

Die Terraingestaltung, die Verteilung von Fels und Schutt und der Nachweis vereinzelter kalkiger Flussgerölle am Fussweg unter »*Côte derrière le cras*« bei 660 m über Meer, d. h. 80 m über dem Doubs, deuten auf folgende Talgeschichte:

a) Das alte Doubstal besass, nach den Verhältnissen in seinem untern Teil zu schliessen, ungefähr die gleiche Tiefe, wie das heutige Bett im talwärts anschliessenden Abschnitt *Moulin de la Mort—Usine du Refrain*. Durch Schlipf- und Sackungsmassen von Oxfordien und Rauracien wurde es von Norden her aufgefüllt. Der Fluss wurde in Folge dessen immer mehr auf die südöstliche Talseite gedrängt und floss hier eine zeitlang mindestens auf Höhe 660.

b) Wahrscheinlich ist durch diese Blockierung des Talwegs der talaufwärts liegende Abschnitt des damaligen Tales temporär zum See geworden. Gesetzt der Fall, das Tal sei damals schon ähnlich tief eingeschnitten gewesen wie heute, so reichte dieser natürliche Stausee einst hinauf bis gegen »*le Châtelot*« (zwischen Maison Monsieur und Saut du Doubs), d. h. er besass eine Länge von rund 15 km.

c) Nunmehr sägte sich der Fluss in dem ursprünglich den rechten Talhang bildenden, flach gelagerten Rauracienkalk, welcher tektonisch einer Muldensohle entspricht, ein. Nach und nach entleerte sich der See.

d) Wohl noch bevor sich der Doubs eine, der fröhren gleichwertige Erosionsrinne geschaffen hatte, wurde das neue Tal im obern Teil durch wieder in Bewegung gekommene, nachsackende Schuttmassen abermals etwas aufgefüllt. Flussverlegung und spätere Nachsackung erzeugten die heute vom Refrainwerk ausgenützte Gefällsstufe.

Auf den bestehenden geologischen Karten (Bl. VII der Dufourkarte 1 : 100 000 und Bl. Montbéliard der franz. Karte 1 : 80 000) treten die beschriebenen Verhältnisse leider

nicht hervor, weil ein Ausscheiden der in diesem Fall ausschlaggebend wichtigen Schuttmassen unterblieben ist¹⁾.

B. Goumois (vergl. Siegfriedblatt 101, Saignelégier). Einige orientierende Exkursionen bei Schweizerisch - Goumois und südöstlich davon führten zum Ergebnis, dass die hier *das Tal kennzeichnende Weitung gleichfalls mit Flussverlegungen des Doubs zusammenhängt*, und zwar scheint dieser sich während des Diluviums immer mehr nach W verschoben zu haben. Eine Erklärung dafür vermögen wir einstweilen nicht zu geben.

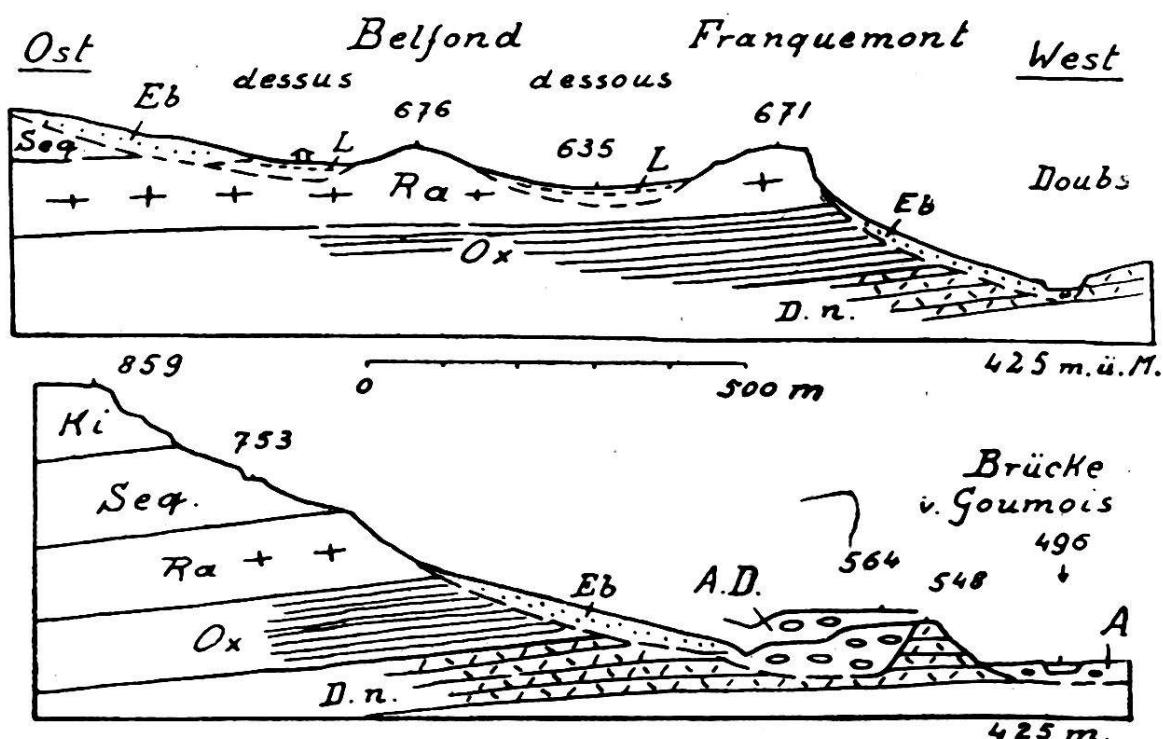
Ein erstes altes Tal vermuten wir bei Belfond dessus, und ein zweites ca. 500 m westlicher bei Belfond dessous. Diese beiden Gehöfte liegen auf zwei auch orographisch deutlich erkennbaren Terrassen NE der Ruine Franquemont auf 630 resp. 655 m ü. M. und 130 resp. 155 m über dem heutigen Flussniveau. Sie sind von einander getrennt durch ein waldbewachsenes Karrenfeld von anstehendem Rauraciens. Die Beschaffenheit des Untergrundes der tieferen Terrasse von Belfond dessous erhellt sehr gut aus den vielen, z. T. noch unverwachsenen Einsturztrümmern. In der oberen Terrasse von Belfond dessus sind diese viel spärlicher, und die Aufschlüsse sind an Weganlagen gebunden.

Auffallenderweise treffen wir aber an beiden Orten *keine Gerölle oder Sande* aufgeschlossen, sondern einen ziemlich mächtigen rotgelben Lehm, welcher Brauneisenkonkretionen und vereinzelte *Splitter alpiner kristalliner Gesteine* führt. Besonders diese letzteren Einschlüsse weisen darauf hin, dass wir diesen Lehm zu betrachten haben als *Ablagerung der grössten Vergletscherung*, während welcher der Rhonegletscher gerade bis hieher vordrang (verlehmte Grundmoräne?). Die Schaffung der Depressionen selbst muss aber noch weiter zurückliegen, und zwar deutet ihre grosse Höhe über dem heutigen Flussniveau am ehesten auf die beiden ältern Eiszeiten des ältern und jüngeren Deckenschotters hin. Ob *unter* dem Aufschüttungsmaterial der grössten Vergletscherung noch Reste alter Schotter vorhanden sind, müssen wir dahingestellt lassen. Auf alle Fälle aber kann die Tiefe der Rinnen und demzufolge die Mächtigkeit eventuell vorhandener fluviatiler Absätze nicht beträchtlich sein, da südlich von Belfond dessous am heu-

¹⁾ Anmerkung während des Druckes : Gegenwärtig (Herbst 1920) werden in der Gegend des Stauwehrs Sondierbohrungen ausgeführt, die sehr wahrscheinlich genauere Auskunft über das von uns vermutete alte Tal geben werden.

tigen rechten Talhang das Rauracien der Ruine Franquemont sich ununterbrochen bis nach Moulin Theuserret verfolgen lässt.

Ein *drittes altes Doubstal* ist *unten bei Goumois selbst* nachzuweisen. Die dasselbe erfüllenden Kalkschotter und -Sande werden an verschiedenen Stellen ausgebeutet. Eine genaue Aufnahme ihrer Verbreitung ergab, dass diese viel grösser ist, als sie bis jetzt kartiert wurde (Bl. VII und F. Schuh: Geol. Beschreibg. der Gegend von Saignelégier,



A = Alluvionen, A.D. = alte Doubsschotter, L = Lehm,
Eb = Gehängeschutt, Ki = Kimmeridge, Seq = Sequan, Ra = Rauracien,
Ox = Oxfordien, D. n. = Dalle nacrée.

Fig. 2. Profile durch die alten Erosionsrinnen des Doubs südöstlich Goumois.

Zeitschrift deutsch. geol. Ges. 1914), und dass die Schotter ein altes Flussbett erfüllen, welches bis auf das jetzige Doubsniveau oder noch tiefer hinabreicht. Es zweigt etwa 500 m südlich Goumois vom heutigen Lauf ab, richtet sich nordostwärts gegen die östlichsten Häuser von Goumois und schwenkt dann wieder nordwestwärts ins gegenwärtige Tal ein. Zwischen diesem und der Schotter-erfüllten alten Rinne ist eine schmale Wand von Dalle nacrée (P. 548) stehen geblieben. Die Schotter reichen hinauf bis 70 m über Doubsniveau, die Ebenheit mit dem P. 564 dürfte der alten

Aufschüttungsfläche entsprechen. Die grosse Mächtigkeit der Schotter, ihre Zusammensetzung aus vorwiegend kalkigen Geröllen und ihr frisches Aussehen sprechen für kein sehr hohes Alter. Wir möchten sie am ehesten der Hochterrasse vergleichen.

Noch nähere Ueberprüfung erfordert das Vorhandensein einiger ziemlich grosser kristalliner (alpiner) Geschiebe, welche wir in der Bachrinne etwas oberhalb P. 522 (östl. P. 564) antrafen. Vielleicht handelt es sich um Moränenmaterial, das durch den Bach bis hieher, d. h. bis ins Verbreitungsgebiet der eben erwähnten Kalkschotter verschleppt worden ist.

C. Soubey (vergl. Bl. VII und Siegfriedblatt 102, Montfaucon). Gleiche Kalkschotter, wie diejenigen von Goumois, finden sich wieder unmittelbar *nördlich der Kirche* von Soubey, 50—60 m über dem Doubs. Da im übrigen der ganze Abhang östlich Soubey ganz aus jüngerm Bergsturz- und Sackungsmaterial besteht, so liegt die Vermutung nahe, dass auch hier das Schottervorkommen ein altes Doubstal verrät. Es wäre nördlich des jetzigen vorauszusetzen, läge aber heute ganz unter den Schuttmassen begraben. Leider fehlte uns die Zeit zur näheren Prüfung dieser Verhältnisse; wir hoffen aber später darauf zurückkommen zu können. Bei dieser Gelegenheit sollen dann auch die Sackungsmassen von Chercenay und Côte des Bringuets näher untersucht werden.

5. — N. OULIANOFF (Lausanne): Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Arpille et de ses abords (avec un cliché).

Dans cette région nous nous trouvons en face de trois unités tectoniques superposées l'une à l'autre et cela dans l'ordre suivant de bas en haut:

1) le soubassement cristallin, qui comprend des roches d'un âge encore indéterminé, mais appartenant incontestablement à l'époque antestéphanienne. Ce soubassement a subi un plissement avant que les sédiments stéphaniens se soient déposés;

2) le synclinal complexe qui comprend le Stéphanien et le Permien et

3) la couverture mésozoïque qui forme le synclinal de Chamonix, duquel naît la nappe de la Dent de Mörles.

Sur le flanc nord-ouest du synclinal carbonifère, là où l'angle entre le plongement des couches du Carbonifère et

du cristallin est assez petit, leur discordance n'est pas nettement visible. En outre, tout le long de ce flanc, de Vernayaz au Châtelard l'effet du dynamométamorphisme est si manifeste que le granit même des Aiguilles-Rouges est fortement mylonitisé, rendu méconnaissable. Aussi, par places, l'interpénétration réciproque du Carbonifère et du cristallin est-elle si intime, que parfois sur une largeur de 3—5 m. il n'est pas possible d'établir exactement la limite des deux formations.

Par contre, sur le flanc sud-est de la bande carbonifère, le contact du Carbonifère avec le cristallin est plus franc et la discordance tout à fait manifeste. L'angle entre les plongements des couches du Carbonifère et de celles du Cristallin est souvent de 90°. Nous voyons cette discordance tout le long du contact, de la Tête Noire au pont de Dorénaz. L'effet du dynamométamorphisme étant moins accusé, les roches cristallines deviennent plus faciles à diagnostiquer.

On constate que les schistes cristallins sont fortement injectés. Par place, par exemple en-dessous de la Ravoère (près de Salvan) de puissants filons d'injection se trouvent en si grand nombre que les schistes primitifs doivent céder la première place aux roches ignées et fortement métamorphisées. Mais quelle que soit la puissance des filons d'injection, ils ne pénètrent pas dans le Carbonifère. Contrairement aux observations faites dernièrement par MM. Collet et Reinhart¹⁾ j'ai pu constater qu'en contact avec la Carbonifère les filons d'injection sont nettement coupés. Nulle part, entre la Tête Noire et le pont de Dorénaz, je n'ai trouvé la continuation de ces filons dans la masse carbonifère.

Je ferai voir dans la suite, que le soubassement cristallin du synclinal carbonifère (en particulier le massif de l'Arpille) était plissé et injecté avant le dépôt du Stéphanien.

La discordance du Secondaire sur le Paléozoïque n'est visible, dans les limites de ma carte, que dans quelques lits de ruisseaux des pâturages en-dessus du Châtelard. Partout ailleurs les deux unités tectoniques : la bande carbonifère et le synclinal de Chamonix, sont séparées par le massif de l'Arpille. Il est vrai que près de Martigny (coupe de la Bâtieaz) le synclinal de Chamonix est flanqué de

¹⁾ Compte rendu des séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève. Vol. 37, No. 2.

schistes gris-verdâtres, redressés, très compacts, rappelant par leur facies certaines roches de Carbonifère. Mais, à part cette ressemblance tout extérieure, ces schistes de la Batiaz n'ont rien à voir avec le Carbonifère. Ils appartiennent à la zone des porphyres quartzifères, qui se trouvent au flanc sud-est du synclinal de Chamonix dans la région du Col de Balme—Col de la Forclaz et sur le flanc nord-ouest du même synclinal dans la région Fully-Saillon où nous trouvons un vrai massif granitique. Le passage de ces porphyres aux schistes cristallins de l'Arpille est insensible. M. le professeur DUPARC qui a bien voulu, récemment, examiner mes roches, a confirmé cette détermination.

De toutes les roches qui forment le massif cristallin de l'Arpille — aplites, pegmatites, micaschistes, cornéennes, gneiss, calcaires — ce sont ces derniers, avec leur cortège de roches basiques, qui attirent le plus l'attention du géologue-tectonicien.

En 1913 M. LUGEON et M^{me} JÉRÉMINE¹⁾ ont émis l'hypothèse que ces calcaires anciens indiquent l'emplacement des synclinaux dans le vieux massif cristallin des Aiguilles-Rouges. Mes recherches détaillées sur le massif de l'Arpille confirment pleinement cette hypothèse. J'y ai trouvé une grande quantité de nouveaux affleurements de ce calcaire ancien. Bien souvent ces calcaires sont atteints par le magma injectant. De là proviennent les calcaires à différents degrés de métamorphisme: marbres à minéraux, grenatites, cornéennes calcaires, pyroxénites. A cet état de métamorphisme les bancs de calcaire présentent souvent une structure rubannée, sur une épaisseur de 40—50 m.; parfois ils sont finement plissés.

Mais lorsque la venue magmatique est très puissante, lorsque le magma engloutit et digère entièrement la couche calcaire, nous trouvons à la place de ce dernier des roches basiques avec leur terme le plus représentatif, les Amphibolites. Ces roches basiques se cantonnent dans le voisinage immédiat du calcaire ou dans la prolongation des couches calcaires, formant ainsi des ponts naturels entre les affleurements.

¹⁾ Sur la présence de bandes calcaires dans la partie suisse du massif des Aiguilles-Rouges. „Comptes rendus des séances de l'Acad. de sc. de Paris“ 1913.

Dans la région étudiée j'ai constaté 6 alignements de calcaire ancien.

Les trois premiers, en partant du bord sud-est de la carte, sont les plus intéressants. Comme on peut le voir sur la coupe *synthétique* ci-jointe, ces trois alignements du calcaire ne forment qu'un seul synclinal couché. La charnière du synclinal se trouve dans les parois qui dominent le Rhône. Dans les mêmes parois on peut fort bien observer la couche horizontale du calcaire surmonté par une crête de gneiss qui, lui-même, est aussi horizontal. Dans la direction sud-ouest le spectacle change. La couche horizontale se redresse, le plus probablement sous l'influence de la poussée orogénique postérieure. La tête de l'anticlinal gneissique est alors courbée et même plongeante. Lorsqu'on étudie le plongement du gneiss dans les parois qui dominent le village de Trient, on constate encore mieux la valeur des indications fournies par la disposition des couches de calcaire. On voit dans ces parois que la direction du plongement du gneiss change trois fois.

Les quatrième, cinquième et sixième alignements du calcaire indiquent l'emplacement des trois autres synclinaux qui, dans les limites de ma carte, se trouvent au nombre de quatre. Le cinquième et la sixième alignements présentent des particularités que je relèverai en parlant de la tectonique de la bande permo-carbonifère.

En 1915 M. LUGEON¹⁾ a démontré que l'allure exacte du synclinal carbonifère est plus compliquée que ne l'avait dessiné Renvier.

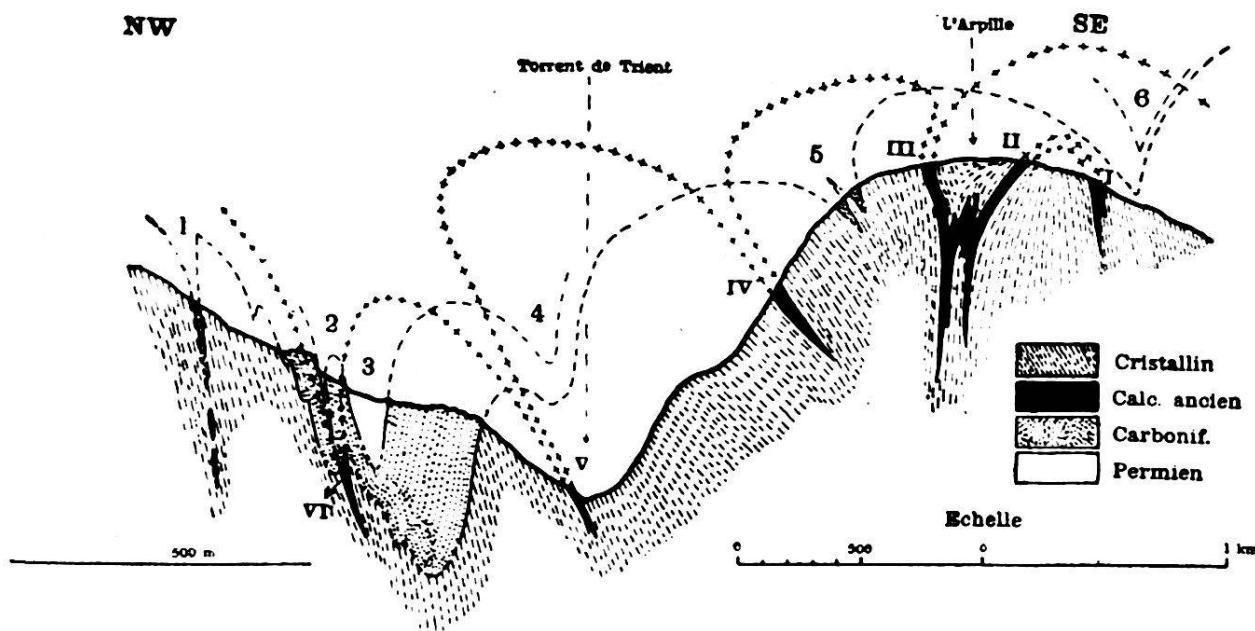
Sur mon terrain je suis arrivé à constater, que la bande carbonifère comprend six synclinaux, plus ou moins importants.

Le premier synclinal, en comptant du bord nord-ouest de la carte, est presque entièrement séparé du reste de la masse carbonifère, sauf une partie, près de Finhaut. Assez large aux environs du Châtelard, renfermant même du Permien, ce synclinal se pince et s'étire de plus en plus au fur et à mesure que l'on approche de la vallée du Rhône.

Dans le corps principal de la bande carbonifère, entre Salvan et Finhaut, on distingue encore trois synclinaux.

¹⁾ Recherches dans le massif de la Dent de Morcles. „Eclogae Geol. Helv.“ Vol. XIV, No. 1, p. 14.

Le quatrième, comptant toujours du bord nord-ouest, est séparé du corps-mère de la bande par un coin gneissique qui contient une couche de calcaire ancien. Ce phénomène est extrêmement bien visible en-dessous des Marécottes. Sur la Tête Noire, du même synclinal, le quatrième, est séparé du synclinal III par le gneiss contenant aussi du calcaire ancien. Enfin, dans la direction nord-est, au delà du Rhône, nous trouvons, vis-à-vis du pont de Dorénaz, la prolongation du synclinal IV. Il est toujours séparé de la masse principale du Carbonifère par un coin gneissique contenant une couche de calcaire ancien (celui du sentier



+ + + + + Contact des schistes crist. et du calcaire ancien montrant la forme des plis antistéphaniens.
- - - - - Contact du Carboniférien et du Cristallin.

d'Alesse). M. LUGEON¹⁾ fut le premier à attirer l'attention sur l'importance de ce coin pour la tectonique de la bande carbonifère.

Entre les Marécottes et le pont de Dorénaz les couches de gneiss et de calcaire subissent un gauchissement. Ces couches deviennent presque horizontales sur le plateau de la Ravoère. A cet endroit de très forte injection, à l'emplacement de la bande calcaire, on constate la présence des Amphibolites qui forment un pont naturel entre le calcaire des Marécottes et celui du sentier d'Alesse.

¹⁾ Gisements calcaires du massif des Aiguilles-Rouges et coin de gneiss d'Alesses. „C.-R. des séances de la Soc. Vaud. des sciences nat.“ 19 avril 1916.

Il est très caractéristique de trouver dans la coupe en-dessous de Salvenay (près des Granges) (alignement VI de calcaire ancien) et dans celle endessus du village de Trient (alignement IV du calcaire ancien) les mêmes phénomènes de coïncidence de l'axe d'un anticinal carbonifère avec celui du synclinal, indiqué par une couche de calcaire ancien.

Sans entrer dans de plus grands détails sur la tectonique du Carbonifère, je me bornerai à indiquer l'existence de restes éparpillés du synclinal carbonifère V, qui se trouvent, à l'altitude de 1800 m. dans la partie ouest de l'Arpille.

A part ces restes incontestables de Carbonifère on trouve sur le massif de l'Arpille proprement dit, de nombreux lits de graphite, d'épaisseur insignifiante et cela par exemple : en-dessus de Guérroz, sur le pâturage de Charravex, près de la Gouille Verte, près de Gilloud, sur le sentier du Trient à l'Itroz etc. Mais ces graphites n'ont rien à voir avec le Carbonifère que nous connaissons comme tel, soit avec le Stéphanien. Ces graphites sont presque toujours intimement liés aux couches de calcaire ancien. Du reste, quand ce dernier n'est pas atteint de métamorphisme à un très haut degré, il est lui-même extrêmement riche en paillettes de graphite.

La place ne me permet pas d'entrer dans de plus amples détails. Dans ces quelques observations j'ai tâché seulement d'esquisser le *style* de la tectonique de la bande carbonifère, ainsi que de son soubassement cristallin, dont les schistes, particulièrement ceux de l'Arpille, ne sont pas uniformément redressés comme on est habitué à les voir représenter sur les coupes géologiques.

La structure de ce massif est fortement masquée par le métamorphisme de contact; pourtant les grandes lignes de sa tectonique ne sont pas tout à fait effacées. En les déchiffrant nous arrivons à voir que le régime des plis couchés n'est pas étranger même au vieux massif hercynien des Aiguilles-Rouges.

6. — LEONHARD WEBER (München): *Kristallographische Mitteilungen.*

a) *Die Lagebestimmung der optischen Achsen monokliner Kristalle auf Grund der Auslöschungsschiefe.* Nach einer älteren Arbeit von Th. Liebisch, deren Formeln neulich von Johnsen graphisch gedeutet wurden, erfordert die Lagebestimmung der optischen Achsen monokliner Kristalle die Beobachtung der Auslöschungsschiefe auf zwei bzw.

drei Flächen, je nachdem die Ebene der optischen Achsen zur Symmetrieebene parallel oder senkrecht ist. Referent zeigt nun, dass zwei Flächen — von denen übrigens keine der Orthoachse parallel sein darf — in jedem Fall zur Lösung des Problems genügen. Dabei ist vor allem wichtig, dass die Schwingungsebenen S'_1, S''_1 der einen und die Schwingungsebenen S'_2, S''_2 der andern Fortpflanzungsrichtung die Symmetrieebene derart in vier Geraden schneiden, dass entsprechend obiger Alternative die Schnittgeraden des einen Paares alle beiden Geraden des andern Paares oder aber nur eine derselben umschließen.

b) *Graphische Bestimmung der Lichtbrechung im Fall eines beliebig orientierten doppeltbrechenden Prismas.* Weil das Referat ohne Figur unverständlich ist, wird darauf verzichtet.

c) *Ueber die Struktur des Jodammoniums.* Unter Voraussetzung des Vegard'schen Strukturmodells zeigt Referent, dass wegen der Zugehörigkeit des Jodammoniums zur pentagonikositetraedrischen Klasse der Elementarwürfel nicht durch den einfachen, in der Achsenrichtung gemessenen Abstand zweier J- oder N-Atome, sondern durch das Doppelte desselben bestimmt ist. Darnach ist die Struktur der Raumgruppe O^4 einzuordnen. Die 32 J-Atome verteilen sich auf die beiden 16-zähligen Punktlagen dieser Klasse, während die N-Atome einer 32-zähligen Punktlage angehören. Die Symmetriebedingungen sind durch D_3 bzw. C_3 gegeben. Die 128 H-Atome gehören einer 96-zähligen (allgemeinsten) und einer 32-zähligen Punktlage an. — Erörterungen über die grundsätzliche Bedeutung einer solchen Atomverteilung, die Zulässigkeit weiterer Raumgruppen und die Möglichkeit anderer Anordnungen der H-Atome können raumshalber nicht referiert werden.

7. — GERHARD HENNY (Delft): *Problèmes de géologie alpine.*

Les recherches récentes de M. HENNY ont résolu de nouvelles questions.

Tout d'abord, celle de la *limite alpino-dinarique* qui a déjà été traitée par MM. LUGEON et HENNY¹⁾ en 1915, puis

¹⁾ MAURICE LUGEON et GERHARD HENNY, Sur la zone du Canavèse et la limite méridionale des Alpes, et La limite alpino-dinarique dans les environs de l'Adamello (C. R. Acad. des Sciences t. 160, Paris 1915).

par M. HENNY dans quelques publications en 1916 et 1917¹⁾. M. STAUB a exprimé une opinion différente en 1916. L'erreur en a été aussitôt démontrée par des faits rapportés des environs de Locarno par MM. HENNY et GAGNEBIN²⁾. Bien que M. STAUB ait récemment publié un petit article³⁾ dans lequel il attaque les idées de MM. LUGEON et HENNY concernant la région des »Alpi Bergamasche«, il n'est plus revenu sur la question des environs de Locarno depuis quatre ans. Ainsi, on peut la considérer comme réglée, bien que M. STAUB déclare encore, à plusieurs reprises, qu'il n'a pas changé d'opinion.

MM. LUGEON et HENNY déclarent, en 1915, que la limite alpino-dinarique se trouve dans la zone du Canavèse. Celle-ci, bien connue dans les Alpes occidentales, passe au S. de Locarno, sous les alluvions de la Vallée du Tessin pour se diriger ensuite vers le Passo San-Jorio. Vers l'Est, le Canavèse se divise en plusieurs zones bien définies et la limite alpino-dinarique se dirige vers la Valtelline entre les calcaires de Gravedona-Dubino et ceux de Musso-Olgiasco. En effet, on sait que les calcaires de Dubino, à la sortie de la Valtelline, ont un faciès alpin, tandis que ceux de Musso sont dinariques. A Musso, au S. de Gravedona, il se trouve des calcaires dolomitiques fossilifères et des marbres d'un âge probablement plus ancien. De l'autre côté du lac, on retrouve des marbres près d'Olgiasco qui sont probablement la continuation des marbres de Musso. Comme les couches tournent vers le NE. à Olgiasco, il est probable que la limite suivra cette orientation pour reprendre ensuite la direction E-W. qui règne presque partout dans la Valtelline.

Dans les environs de l'Adamello, MM. LUGEON et HENNY ont tracé une nouvelle limite alpino-dinarique traversant le batholite qui constitue cette montagne. Cette limite part de la ligne judicarienne, tourne autour du Monte-Sabbione (Pinzolo) et rejoint vers l'W. le Val Gallinera. Elle réapparaît sur le flanc droit du Val Camonica, au-

¹⁾ GERHARD HENNY, Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs de l'Adamello (Eclog. géol. Helv. Vol. XIV, No 2, 1916).

....., Sur la zone du Canavèse et la limite alpino-dinarique (Bull. des Lab. de Géol., etc. No 24, Lausanne, 1918).

²⁾ GERHARD HENNY, La zone du Canavèse et le prétendu charriage des Dinarides sur les Alpes (Soc. vaud. Sc. nat., 6 déc. 1916).

³⁾ R. STAUB, Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica (Eclog. géol. Helv. Vol. XVI, No 1, 1920).

dessus de Malonno, et est bordée par du Werfénien fossilière et nettement dinarique. Ensuite, on la suit dans la direction SW. sur le flanc méridional du Monte Torsoleto, où elle commence à changer de direction. On voit très bien que le Permien, qui la borde, continue sur la crête fermant le fond de la Valle di Campovecchio vers le Sud. Des blocs nombreux de Permien, dans le haut de cette vallée, nous montrent que le Permien continue toujours, pendant que la direction des couches tourne vers le NW. Dans le Val Belviso, on trouve du Carbonifère exactement dans la direction de ce Permien. La direction NW. persiste partout dans cette vallée et, au Sud de Tresenda, dans la Valtelline.

Ainsi, on pouvait prévoir que l'on trouverait des traces de la limite alpino-dinarique plus loin vers l'W., dans les parois méridionales de la Valtelline. Ces traces ont été, en effet, retrouvées par SPITZ près de Sazzo (à l'E. de Sondrio)¹⁾. Il signale ici la présence d'une zone de conglomérats permiens et carbonifères. Ce fait semble malheureusement être inconnu de M. STAUB.

La question de savoir si la limite alpino-dinarique continue vers l'W., sous les alluvions de la Valtelline ou encore dans les parois méridionales de cette vallée, n'est pas résolue. Comme on sait que la direction des couches, dans la Valtelline, suit la vallée entre Sondrio et le lac de Côme, cette limite doit forcément se diriger vers l'W. dans le voisinage de cette vallée pour rejoindre l'autre bout que nous avons quitté au N. d'Olgiasco.

La limite alpino-dinarique ne rejoint pas les calcaires de Dubino, comme M. STAUB le fait dire à M. HENNY, car ceux-ci sont alpins, mais elle se trouve plus loin vers le Sud comme il a été dit plus haut.

On sait que le Trias et le Permo-Carbonifère qui longent la limite alpino-dinarique entre la Valtelline et le Val Camonica, font partie d'une écaille dinarique qui a été appelée «écaille de Malonno». Celle-ci repose sur l'autochtone dinarique qui forme un anticlinal dont l'axe suit le Val Paisco. Cet anticlinal est le prolongement de l'anticlinal insubrien qui se trouve partout le long de la limite alpino-dinarique, dans les Dinarides.

¹⁾ ALBRECHT SPITZ, Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadin (Verh. der Geol. Reichsanstalt, Nr. 8, Vienne 1919).

L'écaille perd de l'importance vers l'E., car, sur le flanc gauche du Val Camonica, le Permien de l'autochtone n'est séparé de celui de l'écaille que par une bande très mince de cristallin et, dans le Val Gallinera, on ne rencontre qu'une série de Permo-Trias. De l'autre côté de l'Adamello, l'écaille n'existe plus. Il est absurde d'y vouloir mettre une zone de racines.

Quant à sa continuation vers l'W., *l'écaille de Malonno existe très probablement encore dans la chaîne orobienne.* La distance entre la limite alpino-dinarique, qui se dirige vers le NW., et la ligne orobienne, qui sépare l'écaille de Malonno de l'autochtone dinarique, semble s'élargir. Le flanc nord de l'anticlinal du Val Paisco et, naturellement aussi, la ligne orobienne, se dirigent du Nord du Venerocolo vers la bande permo-carbonifère marquée sur la carte de Porro, au Grasso di Pila. Nous voyons ainsi que notre anticlinal se trouve plus au Nord que M. STAUB le prétend.

Il est donc possible que l'écaille de Malonno se maintienne dans les Alpi bergamasche, mais elle se réduira sûrement vers le Passo di Jorio, car, au S. de Bellinzona, les gneiss dinariques dessinent un anticlinal tout près de la limite alpino-dinarique. En montant de Giubiasco (au S. de Bellinzona) sur l'Alpe del Tiglio (Voir Carte 1 : 50 000, feuille de Bellinzona), qui se trouve sur le flanc méridional de la Vallée du Tessin, on remarque partout que les gneiss tombent de 40—50 degrés vers le Nord. Mais, sur la crête même de la montagne, à 1125 mètres, les gneiss deviennent horizontaux pour retomber immédiatement de 30 degrés vers le S. dans le Val Caneggio. Ainsi, nous constatons ici aussi la présence de l'anticlinal insubrien, dont l'axe, en cet endroit, est dirigé rigoureusement E-W.

Par ce fait même, l'axe se dirige vers l'W. dans la plaine du Tessin, de sorte que seul le flanc méridional de l'anticlinal se conserve dans la paroi gauche de la Vallée. A l'W. de Giubiasco, on n'y voit que des gneiss tombant vers le S.

Près du Lac Majeur, ces gneiss commencent à tourner vers le S. et l'axe de l'anticlinal insubrien traverse ce lac. On le retrouve à l'E. de Vogogna, dans le Val d'Ossola. En effet, près de la zone du Canavèse, les couches s'inclinent de 40 degrés vers l'W., mais en se dirigeant vers l'E., on rencontre bientôt des gneiss horizontaux qui retombent ensuite vers l'E.

L'anticlinal insubrien, qui existe donc tout le long de la limite alpino-dinarique dans les Alpes occidentales, ne nous fait pas défaut dans les Alpes orientales.

Il existe près de Méran et aussi dans le Pustertal. Sa présence y est signalée dans un travail de M^{me} FURLANI et de M. HENNY qui est en voie d'être publié. Cette même publication signale un autre fait important.

M. HENNY avait écrit, en 1916 et 1917 que la zone du Canavèse contient le synclinal de séparation entre les Alpes et les Dinarides. Prévoyant que, dans la partie orientale des Alpes, les Dinarides ont agi avec moins de pression sur cette chaîne, il avait cru à la possibilité de voir s'ouvrir ce synclinal dans cette région. Ce fait s'accomplit en effet. *La traînée de lentilles calcaires de Bruneck et du Pustertal, — formant la limite alpino-dinarique, — s'ouvre, à l'E. de Sillian, en un faisceau de plis très redressés qui constituent les montagnes dolomitiques de Lienz.* Ces plis très redressés s'aplatisent vers l'E., et au Dobratsch près de Villach, on ne constate que la présence de légères ondulations.

De Sillian vers l'E., il n'existe donc plus une limite bien définie entre les Alpes et les Dinarides. Les montagnes de Lienz forment le passage entre les deux régimes.

A cause de cette moindre pression dans les Alpes orientales, les zones des racines des nappes alpines deviennent aussi plus larges. Ce phénomène est déjà visible dans les environs du Lac de Côme. La zone du Canavèse commence à s'ouvrir, dans la Valtelline, en plusieurs zones bien distinctes à savoir: calcaires de Gravedona et de Dubino dans les schistes du Tonale; puis les schistes d'Edolo, enfin les calcaires de Musso et d'Olgiasco qui appartiennent aux Dinarides, de même que le Permo-carbonifère de Sazzo, de Val Belviso et de Malonno.

Bien que, dans les Alpes orientales, l'élargissement des racines soit dû à la moindre pression venue des Dinarides, un autre fait l'explique dans la Valtelline. Il est probable que les racines des nappes alpines s'élargissent aussi dans le sens vertical. Ainsi, nous les trouverons plus larges aux endroits où l'érosion aura épargné leur partie supérieure. Ceci aura lieu à l'endroit où l'axe des nappes alpines aura une plus grande dépression, ce qui est le cas dans la Valtelline. *Il est évident que la zone du Canavèse doit s'élargir déjà dans cette région.*

Les schistes d'Edolo et du Tonale forment une bande continue dans les Alpes orientales. Nous les retrouvons

dans le Pustertal. Les phyllites, dans le flanc nord de cette vallée, sont identiques aux schistes d'Edolo. Ils passent graduellement dans les «vieux gneiss» qui représentent les schistes du Tonale. Ces schistes du Tonale contiennent, au nord de Sillian, près de Kalkstein, une lentille calcaire de faciès alpin, comme ils en contiennent dans la Valtelline et au Monte Padrio. Il est très probable que ces calcaires de Kalkstein sont la continuation des calcaires de Gravedona, de Dubino, du Monte Padrio, de St-Pankratz d'Ulten et de Mauls. Il est aussi possible que les schistes d'Edolo sont la racine des «Grauwackenzonen».

Mais il est inutile d'insister sur tous ces faits, car on les retrouvera dans la publication annoncée de Mme FURLANI et M. HENNY.

Il existe une grande ressemblance entre les schistes d'Edolo et ceux de Fobello, de même qu'entre les schistes du Tonale et ceux de la «seconde zone dioritique». Si ces formations sont vraiment identiques et si nous les considérons comme appartenant à la zone du Canavèse, nous voyons que cette zone doit prendre un assez grand développement dans la zone Sesia-Lanzo. Peut-être la racine de la nappe de la Dent-Blanche est-elle moins large qu'on ne l'a cru jusqu'à présent.

On a donc vu que, dans les Alpes orientales, la zone du Canavèse s'élargit considérablement en plusieurs zones de racines bien distinctes. Elle contient le synclinal qui sépare les Alpes des Dinarides. Ce synclinal commence à s'élargir aussi dans la vallée de la Drau. Aux environs de Lienz, il constitue les montagnes dolomitiques du Sud de cette ville. Vers l'E. il s'ouvre de plus en plus, de sorte qu'il n'y existe plus de limite bien définie entre les Alpes et les Dinarides.

Maintenant il nous faut examiner la continuation de la zone du Canavèse vers la Méditerranée.

M. FRANCHI¹⁾ la situe dans l'Apennin ligure, dans une zone de roches secondaires qui se trouve à Voltaggio et à Madonna del Gazo. Ainsi, d'après cet auteur, tout l'Apennin devient dinarique. M. FRANCHI, qui connaît à fond la zone du Canavèse, est certainement la meilleure autorité pour donner son avis sur cette question et, quoi qu'il soit regrettable qu'il n'ait pas encore donné les dé-

¹⁾ S. FRANCHI. A proposito della nota di G. Rovereto, ecc. (Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. XXXVIII, fasc. 3, Roma 1920).

tails de ses découvertes, on adoptera volontiers ses idées. Il n'y a du reste rien d'étonnant à ce qu'il existe une continuation de la zone du Canavèse dans l'Apennin ligure. Les explications données plus haut sur le rôle que joue cette zone dans la tectonique alpine rendent ce fait très admissible.

Ainsi, la limite alpino-dinarique continuerait dans la mer Tyrrhénienne entre la Corse et l'Apennin. Comme il est possible que la Corse et la Sardaigne soient la continuation du massif des Maures et de l'Estérel, les Alpes elles aussi se trouveront dans la mer Tyrrhénienne. Au S. de la Sardaigne, celles-ci se dirigeront vers l'W., mais elles resteront au N. de la Sicile.

Il est curieux de constater que la Sicile nous montre un passage entre le faciès dinarique et le faciès alpin. Peut-être cette île représente-t-elle le synclinal du Canavèse ouvert comme dans les Alpes orientales et la plaine hongroise.

Ainsi les montagnes de la Tunisie et du Maroc ne font partie que du régime dinarique sauf peut-être quelques petites chaînes sur la côte de la Méditerranée qui représenteront encore les Alpes.

Le Tessin nous offre aussi quelques problèmes intéressants.

Il y a quelques mois, M. HENNY¹⁾ traitait déjà la question de la tectonique du Tessin. Il arrive à la conclusion que les gneiss du Val Bavona représentent la nappe III (nappe du Monte-Leone); que les gneiss du Sambuco-Cristallina (Maggia-Lappen)²⁾ font partie de la nappe IV (nappe du Grand-Saint-Bernard), et que les gneiss du Campo-Tencia sont une digitation supérieure de cette nappe.

De nouvelles excursions faites dans le Tessin ont confirmé ces idées.

Il résulte qu'une liaison doit se faire entre les gneiss du Sambuco et ceux qui se trouvent au-dessus du Trias de Dalpe (Faido). Cette liaison se fait à travers le lac de Tremorgio où les gneiss sont écrasés localement dans les schistes lustrés qui ont une inclinaison de 60 degrés vers le S.

¹⁾ GERHARD HENNY, Essai sur la tectonique du Tessin (Proc. Verb. Soc. Vaud. Sc. Nat., Lausanne 1920).

²⁾ H. PREISWERK, Lepontinische Alpen, II. Teil, Oberes Tessin und Maggiagebiet (Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Lief. 26, Bern 1918).

Les gneiss qui se trouvent au-dessous du synclinal mésozoïque de Dalpe, font partie de la nappe III, ainsi que ceux qui constituent la partie nord de la chaîne du Molare.

La nappe III est limitée vers le S. par le synclinal des schistes lustrés qui forment le sommet de cette montagne. Au S. de ce synclinal se trouve la nappe IV, dont font partie les gneiss du Simano, à l'E. du Val Blenio. La nappe de l'Adula est la continuation de la nappe du Campo-Tencia. Elle forme donc l'écailler supérieure de la nappe IV.

Il est intéressant de noter que M. ARGAND a retrouvé les gneiss du Lébendun, près du front de la Nappe du Simano, dans la bande triasique qui se trouve près d'Aquila, sur la paroi orientale du Val Blenio. Ce fait n'a pas à nous surprendre.

Nous venons de voir que les gneiss du Simano font partie de la même nappe (écailler inférieure de la nappe IV) que les gneiss du Sambuco-Cristallina. Ceux-ci à leur front touchent les gneiss du Basodino qui appartiennent à la nappe du Lébendun. Il n'y a pas de raison pour que la même chose ne se produise pas à l'E.

Il est même possible, comme le dit M. PREISWERK, que les gneiss du Lébendun se détachent du front de la nappe du Sambuco-Cristallina. Ceci nous explique encore mieux le fait de la présence de ces gneiss dans le Trias d'Aquila. En même temps nous comprenons pourquoi ils sont conglomératiques. Ces conglomérats confirment les idées de M. ARGAND en nous montrant que la disposition en anticlinal de la nappe du Grand-Saint-Bernard a existé depuis les temps primaires.

Plus vers l'W., dans le Valais, la nappe du Lébendun s'attachera à celle du Grand-Saint-Bernard beaucoup plus au Nord que dans le Tessin. Nous savons par les travaux de M. LUGEON que cette dernière se retrouve dans les Pré-alpes. La liaison n'est plus visible car elle a été coupée par l'érosion.

Si donc les gneiss du Lébendun font partie de la Nappe IV, nous constatons le phénomène intéressant que la Nappe III est complètement enveloppée par cette nappe IV.

La bande de Trias, qui sépare l'écailler du Simano de l'écailler de l'Adula, se laisse suivre d'Aquila jusqu'au fond du Val Madre selon Mlle HEYDWEILLER¹⁾), mais elle ne se lie

¹⁾ ERNA HEYDWEILLER, Geol. Untersuchungen in der Gegend des St. Bernardinpasses (Ecl. Geol. Helv., Vol. XV, No. 2, 1918).

pas, comme le dit très justement cet auteur, avec les calcaires de Rossa. Ces calcaires forment une bande tectonique inférieure à celle-là. Ils continuent encore vers le S., car, tout près du Passo della Bussalora, il existe des marbres qui ont une trentaine de mètres d'épaisseur. Ceux-ci se dirigent dans la paroi occidentale du Fil de Nomnome. Sans aucun doute, ils se lient avec les calcaires des lentilles de Grono et les marbres de Castione (au N. de Bellinzone). Vers le N., les calcaires de Rossa doivent traverser le Val Calanca au-dessus de ce village. Il est probable qu'ils se dirigent alors, vers le S., dans la paroi droite de la vallée et qu'ils se lient avec les calcaires que M. C. SCHMIDT a trouvés au Pizzo di Claro. La liaison avec les marbres de Castione se fera directement en l'air. La bande calcaire de Rossa forme ainsi le flanc inférieur de la nappe IV. La partie inférieure du Val Calanca est constituée par la nappe III.

Le flanc normal de la nappe IV se trouve dans le synclinal mésozoïque de Mesocco.

8. — MARTA FURLANI et GERHARD HENNY (Delft): Du prolongement vers l'Est du synclinal du Canavèse et de l'anticinal insubrien.

Un de nous écrivait en 1918¹⁾: «L'idée que nous nous sommes faite de la zone du Canavèse est que celle-ci est une zone profonde et très complexe dans son ensemble synclinale, mais contenant des lames anticlinales qui seraient les racines des nappes. Dans les Alpes orientales, où probablement les nappes supérieures du système alpin sont conservées, le synclinal qui séparera les Alpes des Dinarides sera beaucoup moins compliqué; il pourrait même devenir tout à fait simple. En effet, ce synclinal ne contiendrait plus de racines de nappes. On voit donc que les plus hautes nappes austro-alpines, si l'on voulait dérouler les plis alpins de façon à redonner aux Alpes l'aspect antérieur à leur plissement, ne sont pas très éloignées des Dinarides. Cela explique la corrélation des faciès des deux systèmes. Il est possible que vers la plaine hongroise où les Alpes et les Dinarides commencent à s'éloigner les unes des autres, notre synclinal de séparation commence à

¹⁾) GERHARD HENNY; Sur la zone du Canavèse et la limite alpino-dinarique (Bull. des Lab. de Géol., Pal., etc. de l'université de Lausanne, Lausanne 1918).

s'ouvrir pour constituer la plaine hongroise elle-même. Il ne serait donc pas étonnant que, à un moment donné, nous ne trouvions plus de zones de racines dans le Sud des Alpes orientales.»

Les travaux du second dans le Pustertal et les environs de Lienz¹⁾ ont confirmé ces idées, et nous ont permis, — dans quelques courses faites ensemble sur le terrain, — de reconnaître la stricte concordance de nos conceptions sur les relations entre les Alpes et les Dinarides.

En effet, le synclinal du Canavèse qui, dans les Alpes occidentales et centrales se manifeste par une zone complexe de formations primaires et mésozoïques extrêmement pressées et laminées dans le cristallin, possède le même caractère dans le Pustertal.

Près de Sillian par exemple, nous trouvons une lentille mésozoïque dans le cristallin. En montant le torrent qui s'appelle Parggenbach, nous rencontrons d'abord une masse extrêmement broyée d'une épaisseur d'environ 50 mètres. Nous y avons reconnu des lambeaux de Rhétien, Lias, Malm et même des schistes argileux rouge et vert qui représentent probablement le Crétacique supérieur (Scaglia). Mais il est impossible de voir une régularité dans la succession de ces différents terrains, car ici nous observons un chaos complet. Ensuite vient une masse de calcaires dolomitiques (Hauptdolomit) d'une soixantaine de mètres d'épaisseur qui sont en contact avec les phyllites du Puster-tal. Mais, à ce contact même, les phyllites sont mylonitisés. Le tout tombe de 70—80 degrés vers le N.

Cependant, en nous dirigeant vers l'E., nous observons dans la continuation de cette lentille de Sillian, près d'Abfaltersbach, que le synclinal *commence à s'ouvrir en éventail dans un faisceau de plis très redressés constituant les montagnes dolomitiques de Lienz*. Au Sud de Lienz, nous rencontrons les terrains suivants: a) Gneiss œillé; b) Verrucano; c) quelque couches minces d'un marno-calcaire gris qui représentent probablement le Trias inférieur; d) Trias moyen (Muschelkalk, calcaires du Wetterstein et schistes de Raibl); e) Trias supérieur (Hauptdolomit) en très grande épaisseur; f) Rhétien à Avicula contorta;

¹⁾ MARTA FURLANI, Der Drauzug im Hochpustertal (Mitt. d. G. G., Wien, Bd. V, 1912).

....., Studien über die Triaszonen im Hochpustertal Eisack und Pensertal in Tirol (Denkschriften der Akad. der Wissenschaften in Wien, Naturw. Klasse, 97 Bd., Wien 1919).

g) Lias (calcaires sableux gris avec ça et là des intercalations de couches minces de Lias en faciès de Gresten; calcaires d'Adneth), et *h)* Malm (bancs épais de calcaire blanc avec des nodules de silex).

Les gneiss œillés qui forment la base de cette série, n'offrent pas un contact normal avec les phyllites du Pusteratal. Entre Sillian et Lienz, sur le versant nord de la vallée de la Drau, ce contact est visible en quelques endroits. On y remarque toujours des mylonites séparant les deux formations.

Comme nous venons de le dire, les montagnes dolomitiques, au Sud de Lienz, s'écrasent vers l'W. Déjà au N. d'Abfaltersbach, l'écrasement devient très intense. Nous y rencontrons des séries plusieurs fois répétées des calcaires de Lienz, et les différents synclinaux des montagnes dolomitiques ne se manifestent que par des trainées calcaires dans du gneiss mylonitisé. Encore plus vers l'W., la grande masse calcaire des environs de Lienz n'est représentée que par quelques minces lentilles de calcaire très écrasé.

Vers l'E., au contraire, les plis encore très redressés des montagnes de Lienz commencent à perdre de leur amplitude. Bientôt nous observons une chaîne à plis légers et, au Dobratsch près de Villach, on constate seulement l'existence de faibles ondulations et de failles.

Ainsi, nous voyons que *le synclinal, qui sépare les Alpes des Dinarides, s'ouvre vers l'E.* Près de Lienz, *il n'existe plus de limite exacte entre les Alpes et les Dinarides.* Celles-ci, en effet, sont formées par les montagnes dolomitiques du S. de cette ville qui forment un synclinal dans leur ensemble et qui sont la transition entre le régime dinarique et le régime alpin.

Au S. de ces montagnes, nous constatons la présence d'un anticlinal qui n'est autre que *l'anticlinal insubrien.* Celui-ci se compose, en cet endroit, de deux anticlinaux secondaires. Les schistes cristallins du Gailtal forment le noyau du plus septentrional de ces anticlinaux qui s'éteint vers l'W., près de Sillian. L'autre, dont l'axe se trouve dans les schistes paléozoïques des Alpes carniques, se poursuit tout le long de la limite alpino-dinarique jusque dans le Piémont. Ainsi nous voyons que partout *cette limite est accompagnée d'un anticlinal.* Il est entendu que, vers l'E., cet anticlinal sera moins prononcé, car nous

savons que la pression des Dinarides sur les Alpes a été moins intense dans cette partie de la chaîne alpine.

Cette diminution de la pression dans les alpes orientales nous fait prévoir que la région radicale des nappes austro-alpines sera moins intensivement laminée dans le Tyrol que dans les Alpes occidentales.

Nous avons déjà vu que les gneiss œillés du synclinal de Lienz offrent un contact anormal avec les phyllites du Pustertal qui les bordent au Nord. Ces phyllites sont identiques aux schistes dits d'Edolo et se trouvent dans la continuation de ceux-ci. Vers le N., ils passent graduellement dans les «vieux gneiss» qui, évidemment, représentent les schistes du Tonale. Ici aussi ces schistes contiennent des synclinaux de calcaires de faciès alpin, tel que nous les trouvons sur le Monte-Padrio, dans la Valtelline, et près de Dubino et Gravedona aux bords du Lac de Côme. Au N. de Sillian, à Kalkstein, nous trouvons dans les vieux gneiss une série composée de Verrucano, calcaires rubanés (Muschelkalk) et de dolomies à Gyroporelles d'un faciès tout semblable aux calcaires du Tarntal.

Cette lentille de Kalkstein, qui fait partie de la racine des nappes austro-alpines inférieures, est la continuation des calcaires de Mauls, de St-Pankratz d'Ulten, du Monte-Padrio, de Dubino et de Gravedona. Tous ces calcaires ont le même faciès et ils sont tous situés dans les schistes du Tonale.

Pour ce qui concerne les schistes d'Edolo qui, comme nous l'avons vu, sont identiques aux phyllites du Pustertal, il est possible qu'ils soient la racine des «Grauwackenzonen» des Alpes autrichiennes septentrionales. Naturellement, ces grauwacken sont beaucoup plus métamorphosés dans la région radicale, et ceci pourra nous expliquer la différence d'aspect qui existe dans les deux régions, entre les mêmes formations.

Comme HENNY le démontre dans son travail «Sur la zone du Canavèse et la limite alpino-dinarique» la plus haute nappe austro-alpine doit se lier directement avec les Dinarides par le synclinal du Canavèse, et, dans cette question, il est intéressant d'insister sur le fait que les gneiss œillés, qui forment la base de la série calcaire de Lienz, constituant ce synclinal, ont, vers le N., un contact anormal avec les schistes du Pustertal (schistes d'Edolo). Cette liaison qui près de Lienz, a été coupée par l'érosion doit ainsi se faire par-dessus ces schistes.

Nous voyons donc que *le synclinal du Canavèse commence à s'ouvrir à l'W. de Lienz*; que, dans cette région, il n'existe plus de limite nette entre les Alpes et les Dinarides, et que les montagnes dolomitiques y forment la transition graduelle entre les régimes des deux chaînes. L'anticlinal insubrien continue à exister, mais il est à prévoir que, encore plus vers l'E., cet anticlinal deviendra moins prononcé. Les zones de racines des nappes alpines s'élargissent par la moindre pression qui a agi sur elles et, peut-être, les nappes elles-mêmes auront-elles moins d'envergure et une structure moins laminée et bousculée que dans les Alpes occidentales.

9. — W. HOTZ (Basel): **Das Idjen-Plateau in Ost-Java.**

Das Referat über diesen Vortrag wird eventuell als selbständige Notiz erscheinen.

10. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Sur la géologie des Préalpes internes du Simmental.**

J'ai publié quelques coupes schématiques des Préalpes internes dans mon mémoire en cours de publication sur les Hautes Alpes calcaires (Matériaux, Carte géol. suisse. Nouv. série, Livr. 30). Elles étaient le résultat d'excursions rapides faites pour auréoler ma carte géologique de la région comprise entre la Lizerne et la Kander. Je m'attendais à ce que dans une région si compliquée se soient glissées quelques erreurs. Et de fait, ARNOLD HEIM¹⁾ a montré par exemple que j'avais confondu des schistes oxfordo-calloviens avec le Maestrichtien (couches de Wang) au Regenbolshorn. Dans une telle région si compliquée et où les affleurements sont rares, le contrôle du marteau s'impose partout. Et j'en prends à témoin le profil en détail donné par le même auteur (fig. 3) où il désigne comme «Oehrlikalk» typique des calcaires nummulitiques remplis d'orthophragmines. D'autre part, A. HEIM a révélé des faits que je connaissais depuis longtemps.

Depuis la publication de mes coupes j'ai eu, en effet, l'occasion de parcourir à nouveau ces territoires et bien que mon étude ne soit pas achevée je puis dès maintenant indiquer quelques observations intéressantes.

La région se montre formée par une série de nappes empilées qui se superposent dans l'ordre suivant de bas

¹⁾ ARNOLD HEIM: Beobachtungen in den Préalpes internes (*Eclogae*, 1920, Vol. XV, p. 473).

en haut, sans prendre en considération leurs encapuchonnements qui renversent les superposition primitives.

I. Complexe de la nappe de la Plaine-Morte.

Elle est formée par des lambeaux de Crétacique à Orbitolines, puis par deux éléments indépendants séparés par du Flysch à Nummulites; l'un constitué par du Maestrichtien typique (couches de Wang) formant une zone considérable qui du Metschstand longe le versant droit de la vallée et descend très bas vers le nord; l'autre ne serait formé que par des calcaires turoniens. Jusqu'à ce jour je n'ai pas trouvé dans ces calcaires blancs les inocéramus caractéristiques. Or, comme dans le Flysch sur lequel repose cet élément existent des calcaires zoogènes impossible à distinguer du Turonien, cette écaille indépendante est encore à démontrer. On la voit superbe sur le versant d'Adelboden, sous la crête du Metschstand, puis en lentilles entre cette arête et le Metschberg, dans quelques torrents et au Bühlberg. Je l'ai représentée dans ma coupe 7, Pl. VII.

II. Complexe de la nappe du Mont Bonvin.

Elle est très typique par ses bandes de Malm accompagnées par des schistes oxfordiens, par du Néocomien vaseux ou par des couches de Wang (Regenbolshorn). C'est à elle qu'appartient le petit lambeau du Metschstand accompagné par du Trias d'un autre nappe. On la retrouve très écrasée près du Hahnenmoos, caractérisée par du Dogger et des petits amas de Malm. Puis elle se renverse, traverse en écharpe le versant droit de la vallée. Elle passe ainsi sous forme de lentilles de Malm au-dessus de Metschberg, devient virtuelle sur l'arête du Metschstand et s'engraisse à nouveau dans le Regenbolshorn et au Pommerngrat; elle se précipite alors dans la vallée, s'y enfonce et ressort en écailles multiples aux environs mêmes de la Lenk pour disparaître et ne revenir au jour que dans les Préalpes bordières.

Nettement visible au Kl. Laubhorn puis sous l'Oberlaubhorn, le complexe Bonvin dans le versant gauche s'engraisse et forme des amas considérables de Dogger et d'Oxfordien dans la région de l'Aebigrat où elle se prolonge avec ses trains de Flysch dans la vallée de Lauenen dont Rössinger¹⁾

¹⁾ G. ROESSINGER, La zone des cols dans la vallée de Lauenen (Bull. Soc. Vaud. année 1904, Vol. 50).

a donné une description fidèle mais qui devra nécessairement être reprise avec ces idées tectoniques nouvelles.

III. Nappe du Laubhorn.

C'est la grande masse triaso-liasique, celle qui se prolonge dans les montagnes de Bex. C'est elle qui passerait dans les hauts du Metschstand où elle touche légèrement l'arête par son Trias¹⁾). Elle s'enforcerait dans la montagne au Hahnenmoos, puis revenant sur elle-même, elle est typique par sa grandiose charnière synclinal dans le sommet 2109 au Metschstand, charnière si visible dans le Lias de l'Oberlaubhorn.

Sur son Trias repose le Rhétien qui paraît recouvert directement par le Lotharingien lequel soutient le Toarcien et un noyau de Dogger.

La nappe présente des oscillations curieuses de direction dans la charnière laquelle est S.W.—N.E. dans l'Oberlaubhorn, pour être S.E.—N.W. sous la Metschstand. C'est la raison pour laquelle la nappe ne franchit pas l'arête qui sépare la vallée de la Lenk de celle d'Adelboden.

Dans les montagnes du versant gauche, la nappe avec sa base de Trias forme le Muelkerblatt où la charnière synclinale est typique, mais d'un emboîtement plus avancé elle se contourne dans les calcaires gréseux du Dogger. Dans le plan axial du vaste pli couché le Lias moyen et inférieur n'est présent que dans l'arrière. En avant, les flancs triasiques englobent l'Aalénien (col de Haslerberg-maeder) contenant le Dogger du Muelkerblatt et sur celui-ci peut-être de petits lambeaux de Malm au Bettelberg, s'ils n'appartiennent pas à la nappe du Bonvin.

IV. Alors arrive un coussinet de Flysch à éléments granitiques, ici et là des Nummulites comme au petit sommet du sud du point 2040 (près du Tauben, versant gauche de la vallée). Et ce coussinet n'est pas partout existant. Puis sur lui, virtuel ou non, s'élève une étrange série que je crois pour l'instant être indépendante de la nappe du Laubhorn-Muelkerblatt. Ce serait une nouvelle unité tectonique et si tel était le cas je la nommerais *nappe du Lochberg*, afin que l'on puisse se comprendre dans l'avenir, bien qu'on la subdivisera peut-être, ou qu'on la fera disparaître de la littérature.

¹⁾ Coupe 7, Pl. VII. *Mat. Carte Géol. suisse*, Nouv. série, Vol. 30

C'est dans le torrent du Lochberg (versante gauche) que l'étrange série se développe le mieux. Voici en gros ce que j'ai vu de bas en haut.

A la base au confluent du ruisseau avec le Wallbach tout semble reposer sur des schistes probablement oxfordiens de la série du Muelkerblatt, puis l'on voit:

1. — Grès quartzeux et conglomérat (Flysch).
2. — Schistes du Dogger ou du Lias en contact brusque avec
3. — Calcaires compacts marmoréens avec traces d'encrines.
4. — Schistes siliceux avec mica vert sur le chemin, passant à des calcaires plaquetés avec *Aptychus punctatus*. Jurassique moyen.
5. — Gros bancs de calcaires gris.
6. — Schistes gris sombre sériciteux avec bancs calcaires; gros bancs de grès grossiers, sorte de grès granitoïdes, petits lits de quartzite, schistes à lames de marbre.
7. — Schistes talqueux verts avec plaquettes de marbre.
8. — Banc de superbe marbre blanc de 2 à 3 mètres de puissance; avec *bélemnites*.
9. — Schistes talqueux verts avec plaquettes de marbre passant à
10. — Calcaires en plaquettes avec intercalations de bancs calcaires gris bleu, grains de quartz, mica.
11. — Calcaires sombres avec des zones irrégulières à petites *Orbitolines*, parties siliceuses avec algues rappelant *Gyroporella Mühlbergi*. Il s'y intercale des schistes sombres qui deviennent dominants et exclusifs.
12. — Enorme amas de schistes sombres, parfois piqueté de rares petites plages de mica, zones avec hiéroglyphes, environ 200 m. de puissance.
13. Cornieule.

Si nous essayons d'interpréter cette série si singulière, nous aurions à la base (2 à 5) du Jurassique, ayant une épaisseur moyenne d'environ 50 mètres, puis nous serions portés à considérer les couches 6 à 9 comme Crétacique inférieur, le marbre serait peut-être du Valangien et plus haut la couche à *Orbitolines* serait barrémienne. Enfin on serait amené à considérer l'imense masse schisteuse si ressemblante à l'Aalénien comme étant du Gault!

Ces schistes noirs problématiques forment une zone continue dans les Préalpes internes. Ils se prolongent jusqu'au bas de Wallbach, traversent sous le quaternaire le lit de la vallée et remontent au col du Hahnenmoos.

Vers l'ouest, nous avons pu suivre le marbre jusque très près du Col du Trüttlisberg. Là, seuls les schistes sombres passent le col, reposant sur du gypse qui n'apparaît donc pas dans la coupe du torrent du Lochberg, et supportant des calcaires plaquetés tertiaires (car ROESSINGER

y a trouvé des Nummulites) également absents, disparition soudaine et si fréquente dans ce pays de nappes.

J'avoue que ce n'est qu'acculé par les faits que je me déciderai à considérer ces schistes sombres comme appartenant au Crétacique. Par leur base, il semble bien en être ainsi dans le torrent du Lochberg mais dans leur prolongation, dans les montagnes de Lauenen, ROESSINGER écrit que j'y ai moi-même trouvé, errante il est vrai, une ammonite voisine de *Harpoceras aalense*¹⁾ dont l'échantillon n'a malheureusement pas été conservé.

V. La série des schistes sombres est dominée par une bande de cornieule très continue soutenant une zone de Flysch à brèche polygénique rappelant beaucoup celui du Niesen. C'est la bande qui passe immédiatement sous les sommets du Tauben où elle est accompagnée par du gypse.

En un seul point, près du chalet de l'Unter Lochberg, nous avons constaté un lambeau de Malm à la base de cette bande triasique. S'agit-il dans cette bande d'une unité tectonique indépendante ou n'est-ce que le flanc renversé de ce qu'elle domine? C'est ce que l'on ne saurait actuellement dire. Aussi doit-on se contenter pour l'instant de la désigner, toujours dans l'idée de discussions ou de découvertes futures sous le nom de *bande triasique du Tauben*.

VI. Enfin, pour terminer cet empilement redoutable, signalons encore une zone tectonique indépendante. Elle est caractérisée par un calcaire spathique blanc, parfois rosé, certainement liasique ainsi que le démontre la présence de rares bélémnites très courtes. Par places, le Trias accompagne ce calcaire, tantôt au-dessus, tantôt dessous. Je connais ce calcaire sur une très grande étendue, du Hahnenmoos à Lauenen et plus loin dans le village des Diablerets, dans les Ormonts, il est bien développé sous l'église et dans les environs dominant des schistes aaléniens.

C'est cette même roche, également accompagnée d'Aalénien, qui forme les grands rochers situés dans les Ormonts en face de Vers l'Eglise et qui se prolonge du côté de la Comballaz. Sont-ils, ces calcaires, ceux qui à Hauta-Crétaz, dans la vallée de la Grande-Eau, ont livré à JEANNET des *Gryphaea arcuata*? C'est ce que des recherches nouvelles pourront résoudre. Nulle part cette écaille ne forme un

¹⁾ ROESSINGER, loc. cit.

sommet typique, aussi pour la désigner nous l'appellerons *nappe ou écaille du calcaire spathique*.

VII. Plus haut ne règne plus que la masse monotone du Flysch du Niesen. Je ne connais que quelques rares exceptions à cette monotonie, ainsi les lames cristallines de Gsteig et, dans la vallée des Ormonts, dans le bas du torrent d'Ayerne, l'existence d'une lame de Trias formée de cornieule, de schistes bariolés et de calcaires gris, le tout surmonté par les schistes noirs de la base du Flysch du Niesen, avec une transition non nettement marquée, comme s'il y avait une série continue, tout comme cela se voit parfois dans les nappes penniques.

ARNOLD HEIM a cru voir cette transition aux environs de la Lenk et a assimilé ces schistes noirs aux schistes lustrés, comparaison qui m'est familière et que j'ai souvent indiquée à mes élèves, mais à la Lenk, ce n'est pas la zone des calcaires spathiques, ainsi que le croit mon confrère, qui passe aux schistes noirs, puisque ces calcaires forment une écaille. C'est une autre série triasique très rare, puisque je ne la connais qu'en un point, qui autorise cette assimilation.

On voit par ces descriptions que si nous sommes loin d'être satisfaits de nos recherches sur la tectonique de la zone des cols — et le sera-t-on jamais — on peut déjà formuler des unités qui serviront d'échelons dans la longue série de gradins qu'il faudra encore gravir pour essayer d'atteindre la pleine lumière. Ainsi comprendra-t-on peut-être l'essai de coupes bien informes que j'ai publiées dans mon mémoire sur les Hautes Alpes calcaires. En tout cas, jamais je n'ai exprimé ce que me fait dire ARNOLD HEIM, à savoir que la série triaso-liasique de l'Oberlaubhorn se réunissait à la base du Niesen.

11. — F. NUSSBAUM: Ueber den Nachweis von jüngerem Deckenschotter im Mittelland nördlich von Bern.

Im schweizerischen Mittelland finden sich innerhalb der Jung - Endmoränen des diluvialen Rhônegletschers verschiedenartige Schotter, die in der geologischen Literatur unter den Bezeichnungen »Plateauschotter« und »ältere und jüngere Seelandschotter« bekannt sind. Ueber ihre Entstehung sind verschiedene Meinungen geäussert worden. Der früh verstorbene B. AEBERHARD, dem wir die erste umfassende Untersuchung über diese Bildungen verdanken, hat sie zum Teil als interglaciale, zum Teil als postglaciale Flussablagerungen betrachtet. Die Plateauschotter stellte

er im allgemeinen der Hochterrasse gleich. In seiner Arbeit über die Schotter im Seeland hat der Vortragende 1907 nachzuweisen versucht, dass es sich hierbei hauptsächlich um fluvioglaciale Bildungen der Riss- und Würm-Eiszeiten handeln dürfte. Einige Jahre später, 1911, hat er geglaubt, die Plateauschotter als jüngeren Deckenschotter ansprechen zu sollen. Seither haben sich nun auch andere Forscher mit diesen Bildungen beschäftigt, vor allem E. BAUMBERGER und ROMAN FREI. Da diese ausgezeichneten Kenner des schweizerischen Diluviums Bedenken gegen die von mir vertretene Auffassung über das Alter und teilweise auch über die Entstehung der sog. Plateauschotter geäussert haben, so erlaube ich mir, nochmals auf diese Fragen zurückzukommen. Meine Ansicht stützt sich auf die folgenden Eigenschaften der genannten Schotter: 1. auf ihre geographische Verbreitung. 2. auf ihre Höhenlage, 3. auf ihren petrographischen Charakter, 4. auf ihre Mächtigkeit etc.

1. Die in Frage kommenden Schotter besitzen im nördlichen bernischen Mittelland eine grosse Verbreitung; sie liegen deckenförmig auf den breiten, welligen Plateaus, die sich zwischen den Tälern der Sense, der Saane, der Aare, des Lyssbachs, der Urtenen und des Limpachs erheben; man unterscheidet demnach Schotter des Forstplateaus, des Frienisbergplateaus, des Rapperswilplateaus und des Bucheggplateaus; ausserdem finden wir solche von gleicher Zusammensetzung und in gleicher Höhe auch auf der Juraseite des Aaretals auf dem Büttenberg und bei Selzach. Die genannten Plateaus selbst sind Abtragungsflächen der zum Teil gefalteten Molasse.

2. Die Schotter ruhen auf dem Forst- und Frienisbergplateau in 600—640 m Meereshöhe, auf dem Rapperswil- und Bucheggplateau in 550—520 m Höhe. Sie liegen also stellenweise weit über 100 m über den heutigen Talsohlen; gegen Norden nimmt dieser Abstand ab. Im Seeland, bezw. oberhalb Solothurn, lagern sie 90—100 m über der recenten Talsohle der Aare auf Anstehendem. Wir haben es im Grunde mit zwei verschieden hoch gelegenen Schotterkomplexen zu tun, mit einem höheren, südlichen, dem Forst- und Frienisbergschotter, und einem etwas tieferen nördlichen, dem Rapperswil-Bucheggbergschotterkomplex.

3. Dass diese Schotter ehemals in einem bestimmten Zusammenhang gestanden haben dürften, geht aus der eigentümlichen Zusammensetzung hervor: Sie bestehen nämlich, obwohl im Gebiet des diluvialen Rhonegletschers

gelegen, ausschliesslich aus Gesteinen des Berner Oberlandes. Bei meinen neueren Begehungen habe ich nirgends typische Gesteine des Rhonegebietes gefunden. Obgleich die Schotter im nördlichen Ablagerungsgebiet, namentlich auf dem Büttenberg und auf dem Arch-Leuzigenplateau, durchaus die Merkmale einer eigentlichen Flussablagerung besitzen: gute Schichtung, regelmässige Gerölle — dürfte es sich im grossen und ganzen doch um fluvioglacielle Bildungen handeln; dafür sprechen nämlich zwei typische Erscheinungen, erstens Blockfacies und zweitens das Vorkommen von gekritzten Geschieben. Beides findet sich in dem grossen Schotteraufschluss bei Wiggiswil; Blockfacies wurde ferner angetroffen bei Schnottwil, bei Kaltberg oberhalb Schüpfen, bei Murzelen und bei Büren z. Hof; gekritzte Geschiebe in Schottern wurden bei Jegenstorf und Meikirch festgestellt. Wir haben es hier offenbar mit fluvioglaciellen Bildungen des Aaregletschers zu tun; dieser Gletscher reichte damals ungefähr bis in die Gegend des heutigen Limpachtales. Dass es sich nicht um reine Flussablagerung handeln kann, geht aus der weiten Verbreitung und der im einzelnen ungleichen Höhenlage hervor; der an verschiedenen Stellen verschieden hohe Gletscher vermochte viel eher, als dies bei einem Fluss der Fall gewesen wäre, auf seiner linken Flanke die höheren Schotter des Forst- und Frienisbergplateaus und gleichzeitig vor seiner Stirne die tieferen, nördlicheren Schotter abzulagern.

4. Nirgends liegen diese Schotter, soweit ich feststellen konnte, auf Moräne des Rhonegletschers, sondern überall, wo das Liegende aufgeschlossen ist, auf Molasse; sie sind das älteste Diluvium in unserem Gebiet. Dagegen werden die einzelnen Schottervorkommnisse in den weitaus meisten Fällen von Grundmoräne des Rhonegletschers überdeckt. Der Vorstoss des Aaregletschers und damit die Ablagerung der Plateauschotter müssen demnach vor dem riss-eiszeitlichen Vorstoss des Rhonegletschers erfolgt sein. Angesichts der grossen Verbreitung und der stellenweise beträchtlichen Mächtigkeit der Schotter — sie beträgt häufig 5 bis 10 m — glaube ich heute ihre Bildung eher einer eigentlichen Eiszeit als nur einer Phase der Riss-Eiszeit zuschreiben zu sollen; wir hätten es in diesem Falle mit dem Fluvioglacial der Mindeleiszeit zu tun.

Dafür sprechen noch andere Umstände: Bei neueren Besuchen der Schotteraufschlüsse im Bucheggberggebiet fand ich auffallend viele morsche, stark verwitterte und zersetzte

Gerölle von Gneiss und Granit. Im allgemeinen machen die Schotter keinen frischeren Eindruck als der jüngere Deckenschotter des Bruggerbergs, Gebenstorferhorns und Siggenbergs, welche Gegenden ich voriges Jahr zum zweiten Male besichtigt habe, um Vergleichsmaterial zu gewinnen.

Dazu kommt endlich noch das Verhältnis zu den übrigen Schottern, die sich in den benachbarten Tälern finden. Im Aaretal treffen wir unterhalb Bern bei Reichenbach, Breimgarten, bei Neubrück, Wohlen und bei Nieder-Runtigen, Schotter in nur 10—15 m Höhe über der Talsohle; es sind dies die von A. BALTZER (Beiträge 30. Lief.) so benannten »Karlsruheschotter«, die riss-eiszeitliches Alter haben. Ähnlich gelagerte Schotter finden wir zu beiden Seiten des breiten Aaretales unterhalb Aarberg, so bei Lyss, bei Pettinesca, ferner bei Arch und Leuzigen. Diese sog. »älteren Seelandschotter« unterscheiden sich nicht nur nach ihrer Lage, sondern auch in der Zusammensetzung stark von den Plateauschottern. Sie bestehen aus jurassischen und alpinen Geröllen, unter denen typische Gesteine aus dem Wallis, wie Euphotid, Valorsine Conglomerat, Arollagneiss, Eklogit häufig sind. Diese Schotter lassen sich nun vom Seeland weg bis *unter* die Jungendmoränen des Rhonegletschers bei Wangen verfolgen; auch sind sie überall von rhodanischer Grundmoräne bedeckt. Demnach sind sie älter als die Würmeiszeit, wir haben es hier mit der Hochterrasse zu tun. Da nun die Plateauschotter eine ganz andere Zusammensetzung haben und 90 bis 100 m über der Hochterrasse liegen, müssen sie älter als die letztere sein.

Gegen die Annahme, dass die Plateauschotter einer älteren Phase der Riss-Eiszeit angehören, spricht ihre bedeutende Lage über den Talfurchen, die, wie man allgemein annimmt, schon *vor* der Riss-Eiszeit bis auf ihre heutige Tiefe, wenn nicht tiefer ausgewaschen worden waren. Die heutige Sohle des Aaretales oberhalb Solothurn ist übrigens durch 40—58 m mächtige Aufschüttung der Würm-Eiszeit und der Postglacialzeit entstanden, worüber uns F. MÜHLBERG und F. ANTENEN berichtet haben (Eclog. geol. Helv. 1911 und 1914),

Die wagrechte Schichtung der Schotter des nördlichen Gebietes verbietet die Annahme, dass die Täler bei der Schotterbildung schon vorhanden gewesen wären. An eine 120—150 m mächtige Aufschüttung der Täler der Risseiszeit ist auch nicht zu denken, da gleiche Schotter in den Talsohlen dieser Gegenden fehlen. Die aus dem Berner Ober-

land stammenden Schotter können auch nicht am Rande oder an den Seiten des Rhonegletschers auf den benachbarten Plateaus abgelagert worden sein.

Die Plateauschotter sind sicher älter als die in den Tälern liegenden Hochterrassenschotter; sie sind deshalb der Mindeleiszeit zuzuweisen und als der jüngere Deckenschotter des Aaregletschers zu betrachten.

Die Höhenverhältnisse der Plateauschotter stimmen mit den Höhen des jüng. Deckenschotters der östlichen Schweiz gut überein. Dort liegt der genannte Schotter allerdings im allgemeinen etwas höher; nach der Darstellung von R. FREI (Monographie d. schweiz. Deckerschotters, p. 149) sind die Höhenlagen jedoch sehr verschieden; ihre Werte schwanken von 55 bis 220 m. Im untern Aaretal, bei Brugg, Klingnau und Leibstadt, liegt der j. Deckenschotter 80 bis 100 m über dem heutigen Talboden. Genau so verhält es sich bei unserm nördlichen Schotter zwischen Solothurn und Biel. Nach den Auflagerungsflächen erhalten wir von hier bis Brugg für den Mindeltalboden ein Gefälle von 1, 24 ‰; das heutige beträgt 1,37 ‰.

Diskussionsvotum von PAUL BECK (Thun): Die geologische Kartenaufnahme Thun-Stockhorn ergab die Möglichkeit, das dortige Quartär teilweise als Bühl-, Würm-, Riss- und Hochterrassendiluvial auszuscheiden. Letzteres lagerte sich deltaförmig in einem bis ca. 650 m hoch gestauten Randsee ab, dessen Abdämmung nur durch eine gewaltige ausseralpine Verschotterung während einer Eiszeit nach der tiefsten Talbildung denkbar ist. Die von NUSSBAUM dem jüngeren Deckenschotter zugeschriebenen Vorkommnisse können recht gut dieser Hochterrassenschotterbarriere entsprechen. Der jüngere Deckenschotter müsste, wie das Studium der gesamten Aaretalbildung ergibt, mehrere hundert Meter höher liegen. Die von MÜHLBERG, BLOESCH u. a. mit der Hochterrassenbildung in Verbindung gebrachte Eiszeit ist am Unterlauf der Kander unter dem Hochterrassendeltaschotter durch Grundmoräne direkt nachweisbar. Da sie weder der Riss- noch der Mindeleiszeit entsprechen kann, möchte ich sie als Kandereiszeit bezeichnen. Als Ursache der starken Verschotterung zur Kandereiszeit kommen in erster Linie die Dislokationen des Mittellandes und der Alpen, welche die Randseen bilden halfen, in Betracht.

12. — F. NUSSBAUM: Ueber das Vorkommen von Drumlin in den Moränengebieten des diluvialen Rhone- und Aaregletschers im Kanton Bern.

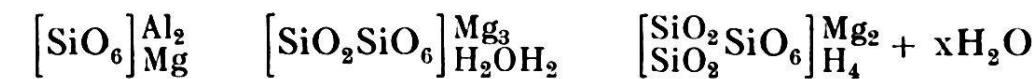
In der geologischen Literatur ist bisher über das Vorkommen von Drumlin in den Moränengebieten des diluvialen Rhone- und Aaregletschers wenig die Rede gewesen. Bei dem Versuch, die Diluvialbildung des bernischen Mittellandes zu kartieren, sind dem Vortragenden jüngst zahlreiche ovalförmige Hügel aufgefallen, die sich namentlich im flacheren Lande westlich und nördlich von Bern, also im Moränengebiet des Rhonegletschers, vorfinden, wo sie geradezu in Schwärmen auftreten. Sie haben häufig eine Länge von 600 bis 1000 m, sind flach kuppenförmig von 10—30 m Höhe, erstrecken sich meist in südwestnordöstlicher Richtung und bestehen in der Regel aus einer Grundmoränenkappe, die älteren, zum Teil verfestigten Schotter bedeckt. Fast immer finden sich in der Grundmoräne Leitgesteine des Rhonegletschers. Wir haben es also mit Drumlin dieses Gletschers zu tun. Eine besonders gut entwickelte Drumlinlandschaft stellt das Forstplateau zwischen den tiefeingeschnittenen Tälern der Sense, der Saane und der Aare dar. Drumlin dieser Landschaft lassen sich bis zum Niederterrassenfeld des Aaregletschers in der Umgebung von Bümpliz nachweisen.

Eine andere ausgesprochene Drumlinlandschaft dehnt sich in der südöstlichen Hälfte des Frienisbergplateaus, in der Gegend von Uetligen, Kirchlindach und Münchenbuchsee aus. Ferner finden sich zahlreiche, aber meist auffallend flache Moränenhügel auf dem Plateau von Rapperswil, namentlich östlich Lyss. Endlich bieten auch die welligen Plateaus des Bucheggberges neben ausgesprochenen Rundhöckern hübsche Drumlinformen. Die vorliegende Karte dieser Gegend ist allerdings noch unvollständig.

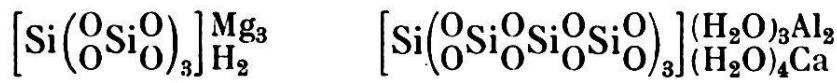
Im Aaregletschergebiet glaube ich die Moränen in der Umgebung von Bolligen, die A. HEIM in der »Geologie der Schweiz«, als Drumlin bezeichnet, als Endmoränen einer Rückzugsphase der Würmeiszeit des Aaregletschers betrachten zu sollen. Dagegen erscheint die bekannte Moränenlandschaft von Amsoldingen als eine gut ausgeprägte Drumlinlandschaft, die beim Vorstoss des Aaregletschers ins Gürbetal in einer späteren Rückzugphase der Würmeiszeit entstanden sein dürfte.

13. — JOHANN JAKOB (Zürich): Neuere Anschauungen über die Konstitution der Silikate.

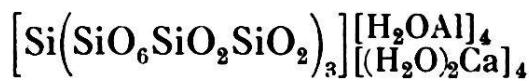
Auf Grund der von A. WERNER begründeten Koordinationslehre wurden für die silikatischen Minerale Raumformeln aufgestellt. Die Bearbeitung der Silikate in konstitutioneller Hinsicht führte zu einer zweckentsprechenden *Systematik* und *Nomenklatur* dieser meistens sehr komplexen Verbindungen. Den einfachsten Silikaten liegen folgende Radikale zugrunde $[\text{Si O}_6]$, $[\text{Si O}_5]$ und $[\text{Si O}_4]$; die „reinen“ komplexen Silikate leiten sich ab vom Radikal $[\text{Si O}_6]$ (Prototyp) durch Anlagern von Si O_2 -Gruppen:



Prismatin. Serpentin. Meerschaum. (Gel)

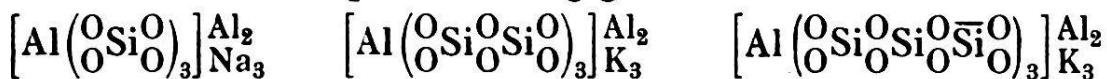


Talk. Mordenit.

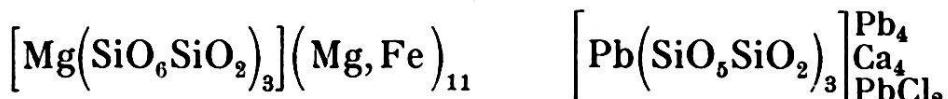


Laubanit.

Wie die $[\text{Si O}_6]$ -Gruppe kann auch die Atomgruppe $[\text{RO}_6]$ allgemein als „Koordinationszentrum“ fungieren; hiebei kann R ein beliebiges zwei-, drei- oder vierwertiges Metallatom sein. Beispiele derartig gebildeter *Silikatosalze* sind:



Nephelin. Leucit. Orthoklas.

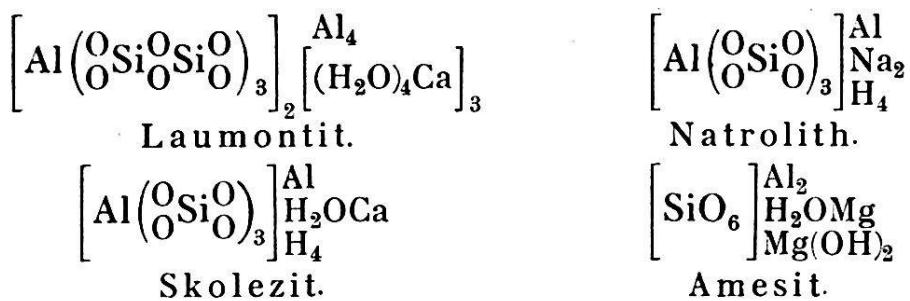


Olivin. Nasonit.



Pollux.

Besonders eingehend wurden die wasserhaltigen Silikate und die an ihnen auftretenden *Hydrolysenerscheinungen* besprochen. Gemäss den verschiedenen Stadien der Hydrolyse können die wasserhaltigen Silikate vornehmlich dreierlei Art sein: Sie können teilweise erhaltene oder regenerierte komplexe Hydratationen enthalten, ferner können es saure Salze sein, oder die Moleküle können in zweiter Sphäre Hydroxyde addiert enthalten. Sehr häufig werden diese Erscheinungsformen kombiniert auftreten.



Zum Schlusse wurde an Hand dieser neuen Formulierungen, die uns eine Vorstellung vom räumlichen Bau der Moleküle vermitteln, die Bedingungen besprochen, die das Zustandekommen von *festen Lösungen* (Milchkristallen) ermöglichen.

Eine ausführliche Arbeit über die Konstitution der Silikate, der bald weitere folgen werden, befindet sich zur Zeit im Druck der *Helvetica Chimica Acta*.

14. — PAUL BECK: Ueber die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer in Bezug auf Bau und Facies.

Während im W die subalpine Molassebildung vermutlich mangels naher Massive oder Deckengebirge relativ gering blieb, schwoll sie im E infolge der vom nahen Gebirge erzeugten Blockfacies auf 3—4000 m Mächtigkeit an. Im W bildete sich während der Alpenfaltung nur eine flache Wanne (tiefste Längsmulde unter dem Niedersimmental), im E dagegen, wo der NW gerichtete Gebirgsdruck vom Kulminationspunkt der Tessinerdecken (Verampio) her auf das Aarmassiv vielleicht sein Maximum erreichte, wurde die mächtige, steife Molasse als gewaltige Scholle (Blumen-Hohnegg) herausgepresst und auf das flachere Vorland (Südschenkel der Falkenfluhantiklinale) hinaufgeschoben (Zulg-Schallenberg). Tiefste Synkinalzone: Krattigen-Habkern. Dies und das Auftauchen des Aarmassivs erzeugten im E ein stark überhöhtes Gebiet, dessen Abdachungszone die Ausbreitung der Decken stark beeinflusste. Im W legten sich die helvetischen Decken zwiebelschalenaartig übereinander (Wildhorn-Wildstrubel) bis zum Faltenwurf des Lohner-Elsighorngrates. Dann folgt — vermutlich im Winkel zwischen Aarmassiv und Molassescholle — eine Partie, wo die Wildhorndecke viel Material von den tieferen Decken abschürfte und mit den Gesteinen der inneren Präalpen mischte. Auf diesem weichen Untergrund schwimmend, lösten sich die äussern Falten (Elsighornfalte und vier andere) vom nachfolgenden kompaktern Deckenteil

los und wurden zur Standfluhtteildecke (Giesenengrat, Gerih., Standfluh, Birchenberg). Die übrige Wildhorndecke blieb — dank der Böschungsverhältnisse und der zunehmenden Breite des Aarmassivs nach NE in gutem Zusammenhang (Schilth. — Niederh.). Ihre Randfalte löste sich E des Lohners (wie Facies und Tektonik beweisen — nicht E der Gollitschen!), senkte sich mit konstantem Fallen gegen NE in die Untergrundsynklinale (Aermigh., Dreispitz, Morgenbergh., Harder) und schnitt dabei die vorgelagerten Falten samt deren Trümmerunterlage ab. Von der Spiggenschlucht (wo HANS ALTHAUS eine Kreideserie entdeckte) nach NE (Buchholzkopf, Därligermulde) ist ein tieferer Teil der Lohner-Harderfalte vorgelagert, der sich jenseits der Synklinale (Waldegg, Beatenberg, Sigriswilergrat) trotz mehrere Längsstörungen (Justustalbrüche, Sundlauenverwerf., Habkernmulde) eng an das Schilthorn-Faulhorngebirge anschliesst. Die innern Präalpen (Krattigen-Rengg-Fahrnitobel) trennen Randpartie und Standfluhtteildecke. Dass sich rechts des Sees die tektonischen Glieder der Lohner-Elsighornkette bis auf die zwei äussersten wieder erkennen lassen, spricht für deren frühzeitige Anlage (älter als die Abtrennung der Standfluhtteildecke). Die W geneigte Abdachung des Untergrundes (Aarmassiv und Molassescholle) und des fast NS gerichtete Deckenrandes (Spiggenschlucht-Sigriswilgrat) lenkten den NW-Schub nach W ab (N-S Streichen im Gerihorn und untern Teil des Niesens von Reichenbach an). Die Brandung der äussersten Falten an der Gastlosenteildecke schürfte E der Simmenfluh deren doppelten Malm-Kreidemantel (Gewölbe und Schuppe) nach W ab und stauchten ihn zusammen (Wimmiser Burgfluh). Die höchsten Flyschhüllen erlitten sogar eine Rückfaltung gegen SW (Niesengipfel).

Von den W des Aarmassivs in die Molassedepression geglietteten Klippendecken setzen sich einzige die innern und äussern Präalpen deutlich über den Thunersee fort (Alpenrand, Habkernmulde). Der Niesenflysch, die Brecciedecke, der Simmentalerflysch mit der Simmen-Decke, die Falten der eigentlichen Stockhornzone und der Gurnigelflysch streichen aus, ohne den See zu erreichen. Gesteine der Spielgerten teildecke, der Gastlosen- und Langeneggzone bilden das Seeufer bei Spiez.

Gastlosen- und Stockhornzone besitzen sowohl unter sich als besonders auch gegenüber dem Simmentalerflysch einen ganz verschiedenen Aufbau. Wo der Flysch-Kreidekontakt

sichtbar ist, kann oder muss er als gestört betrachtet werden (Weissenburgschlucht, Knetzone von Couches rouges mit Flysch — wie bei P. 694 im Lombachgraben — auf Bunfalalp). Deshalb sollte die Frage geprüft werden, wie weit die selbständige Stellung des Niedersimmentalerflysches (ev. des ähnlichen Niesen- und Gurnigelflysches) geht und ob vielleicht eine so grosse Flyschüberschiebung vorliegt, dass der »exotische« Flysch teilweise dinaridischen Ursprungs wäre.

15. — P. ARBENZ (Bern) und F. MÜLLER (Meiringen):
Ueber die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg.

Seit einer Reihe von Jahren ist der eine von uns (F. M.) mit der geologischen Detailuntersuchung der Engelhornkette beschäftigt. In Uebereinstimmung mit den verwickelten Profilverhältnissen auf der rechten Aaretalseite, wie sie in der geologischen Karte von Engelberg-Meiringen zur Darstellung gebracht sind, zeigen sich hier Komplikationen, die ein neues Licht auf den Bau der parautochthonen Zone am Nordrand des Massivs werfen. Die wichtigsten Resultate dieser später in grösserer Ausführlichkeit mit einer geologischen Spezialkarte, die im Original vorgelegt wurde, zu publizierenden Untersuchungen sind folgende:

Die Enden der in den Gneiss eingeklemmten Mulden von Mesozoïkum sind auf der Strecke zwischen Engelberg und dem Urbachtal häufig stark *nach unten* gebogen (Ende des Pfaffenkopfkeils am Hohbühl, ebenso am Laubstock), und sind zum Teil sogar gegen Süden überkippt (Mulde in der Wendenalp). Eine Antiklinale am Ausgang des Gentals zeigt einen flach abfallenden Nordschenkel und einen flexurartig steil gestellten Südschenkel. Diese Verhältnisse erinnern an die in ähnlicher Weise zurückgekrümmten Synklinalen bei Disentis, Brigels, Bonaduz, am Sustenpass etc. Am Nordrand des Massivs kann diese eigentümliche Stellung der Muldenenden nicht wie im Süden auf eine nachträgliche Unterschiebung von Süden her zurückgeführt werden, vielmehr deutet sie auf eine ursprünglich steile, vielleicht sogar gegen S schauende Anlage der Falten in der Massivoberfläche, die erst später bei der Deckenüberschiebung nach N gebürstet wurden.

Die *Form der Keilmulden* ändert sich im Streichen oft rasch. Der Pfaffenkopfkeil besitzt im Hasletal seine grösste

Länge und Mächtigkeit. Gegen E verschwindet er in einer horizontal liegenden Malmmulde am Mettlenberg über Gadmen¹⁾), gegen W verändert er unter dem bekannten Laucherli im Urbachtal seine Form beträchtlich.

Die von BALTZER seinerzeit geschilderten abgequetschten *Gneissenschollen* im Malm über der Alp Laucherli-Augstgumm sind anders zu deuten. Es handelt sich um Köpfe von kleinen flach liegenden Gneissfalten, die den Wänden angeklebt und von der Hauptmasse durch Erosionsfurchen und Kamine getrennt sind. Die Wand bildet über Augstgumm einen sehr schiefen Schnitt durch die Falten, der auf die Querprofilrichtung bezogen, viel kleinere Falten ergibt, als sie in den älteren Profilen enthalten sind.

BOUSSAC und ARBENZ²⁾ fanden seinerzeit, dass das Tertiär am Gletscherhubel bei Rosenlauj sehr steil aus der Tiefe aufsteigt und einen eigentlich autochthonen Teil des Aarmassivmantels von einer höheren, senkrecht von oben herabtauchenden Masse trennt. Dieses Tertiär ist gegen NE durchgehend zu verfolgen durch das Ochsental und über den Kamm der Engelhörner nach der »Röhreni« (in der Siegfriedkarte Bl. 393 fälschlich »In der Bänne« bezeichnet), zum Burgalpli auf der Hasliseite, wo es BALTZER bekannt war. Von dort öffnet sich die Mulde, aber nicht flach gegen N, wie BALTZER und MÖSCH annahmen, sondern steigt durch den sog. Chrinnifad steil in die Tiefe zum Brüggernollen, flacht etwas aus und erreicht den Talboden in der Nähe der ersten Brücke unterhalb der Aareschlucht, vom Tertiär der sog. Scheideggzone immer durch Mesozoikum getrennt. Sie entspricht dem enggeklemmten Tertiärband, das auf der rechten Talseite vom Talboden aus über den Rubigarten zum Eppigerberg, Vord. Arni etc. aufsteigt (vgl. Karte Engelberg-Meiringen). Auch am Fusse des Well- und Wetterhorns ist dieses trennende Tertiär zu finden, so am Welligrat hinter dem sog. Läsistöcken und südlich über der grossen Scheidegg, mit dem Unterschied allerdings, dass es nicht mehr bloss senkrecht hinabtaucht,

¹⁾ Das unterste Band vom Trias-Malm und Gneiss bei Rossegg-Mettlenberg gehört, wie P. A. und K. ROHR 1919 nachweisen konnten, einer abgesackten Masse an.

²⁾ Vgl. das gemeinsam aufgenommene Profil in J. BOUSSAC, Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. pour serv. à l'expl. carte géol. France 1912, p. 316.

Auch Herr GÜNZLER hat dieses Tertiär unabhängig von uns bereits vor dem Krieg verfolgt und richtig kartiert.

sondern infolge noch weitergehender Ueberkippung sogar gegen SE einfällt.

Für die tektonische Bestimmung dieser parautochthonen Schuppe Burg-Läsistöcke ist vor allem wesentlich, dass sie nicht an die Falten des Gstellihorns und Wetterhorns angeschlossen werden kann, sondern ihre Heimat weiter im Süden besitzen muss, ganz entsprechend der höheren Schuppe an der Rotelegg am Titlis, die mit ihrem mesozoischen (Kreide?) Kalk, Tertiärquarzit und Taveyannazsandstein der Rest einer parautochthonen Decke ist und nicht direkt zum Titlis gehört. Sucht man nach Aequivalenten dieser Deckenreste, so wird man im E auf die Windgälle und Hohen Faulendecke stossen, im W auf die Doldenhorn-, oder vereinigte resp. nicht mehr trennbare Doldenhorn-plus Diableretsdecke gewiesen. Für diese Parallelisationen sprechen auch die stratigraphischen Verhältnisse.

Von der genannten Tertiärzone Gletscherhubel (Rosenlau)-Röhreni-Burgalpli zweigen nur ins Liegende, nicht aber ins Hangende noch andere Tertiärfinger ab, vor allem die Mulde des sog. »Lindifad« mit ihren kohligen Priabonmergeln, die sich am Brüggernollen über dem Kirchet vom Hauptband ablöst und bis in die »Linde« im Urbachtal, nahe der Augstgumm, zu verfolgen ist, wo sie sich zuletzt noch in die Höhe krümmt. Es ist dies nichts anderes als der Tertiärkern der Laubstockmulde. Am Laub- und Pfaffenstock konnte er bis jetzt nicht gefunden werden, wohl aber unter dem Tellistock in der Titiskette (siderolithisch infiltrierte Kalkschiefer, ca. 50 m über dem Dogger; vgl. Karte Engelbg.-Meir.). Auch die höhern Laucherli- und Gstellihornmulden besitzen Kerne mit jungen Schichten, so in der »Schoss« unter der Röhreni (vor allem siderolithische Sandsteine). Auf der rechten Talseite sehen wir ein Aequivalent in dem kräftig sich ausweitenden und verzweigten Tertiärsack der Arnialp und Bäregg im Gental.

Ebensowenig wie in der Titiskette kann im eigentlichen Auchthonen der Engelhörner und der Gstellihornfalten die Kreide vom Malm kartographisch abgetrennt werden, falls sie überhaupt vorhanden ist. Zementsteinschichten sind z. B. unter dem Reissend Nollen erkennbar, ebenso, zusammen mit brecciösem Kalk auf der Ebnetalp (Engelberg). Ob die vielen Einlagerungen von eisenschüssigem Siderolithsandstein unter der Röhreni, im Ochsental etc. im Oehrlikalk liegen, ob sie tertiären oder kretazischen Alters sind, bleibt noch zu untersuchen. Die Arbeiten von ADRIAN,

STAUFFER¹⁾ und J. KREBS (Basel) lassen vermuten, dass es sich auch hier vielleicht zum Teil um kretazische Bildungen handeln kann.

Die Kalke der parautochthonen Schuppe der Burg konnten durchgehend folgendermassen gegliedert werden:

1. Kalke mit siderolithischen, eisenschüssigen Sandsteinlinsen, verkehrte Lagerung.

2. Malmkalk, 50–200 m.

3. »Graspassschichten«: wenig mächtige, aber sehr konstant auftretende kalkige oder dolomitische Breccien (ähnlich Breccien im obersten Malm des Glarnerlandes), ferner bläulichgrau anwitternde Mergel, 5–12 m. Wir glauben in diesen Schichten den obersten Malm und die Zementsteinschichten zu sehen und somit die Grenze gegen die Kreide. (Gletscherhubel, Graspass, Ochsental, Burgalpli, Reichenbachstrasse).

4. Körnige, organogene oder dichte, oft sehr helle Kalke, massig oder geschiefert, oben stets mehr oder weniger siderolithisch infiltriert oder gefärbt, *Oehrlikalk* (Valangienkalk?) (Läsistöcke am Welligrat, Burg, Eppigerberg), ca. 100–300 m. Gegen W nehmen die siderolithischen Infiltrationen und bunten Breccien rasch zu.

5. »Tschingelkalk« (Hauterivien), Läsistöcke, Tennhorn (Simnelistock der Karte); 0–60 m, fehlt häufig gänzlich.

Das Tertiär, das auf diesen Kalken folgt, gliedert sich folgendermassen.

1. *Siderolithische Bildungen* z. T. im Tschingelkalk; die unter dem Tschingelkalk liegenden siderolithischen Gesteine im Oehrlikalk sind wahrscheinlich kretazischen Alters, entsprechend den Feststellungen von STAUFFER und KREBS.

2. Kohlige Mergel und kalkige Sandsteine, entsprechend den *Cerithienschichten* des Priabonien, ca. 5 m.

3. Sandstein mit Nummuliten, Priabonien; gegen oben mit kalkigen und tonigen Einlagerungen, ca. 30 m.

4. *Taveyannazsandstein* und zugehörige Schiefer. (Rosenlauin-Reichenbachstrasse, Vorder Arni, Balmegg, Jochstock-Stand (Titlis).

5. Flyschschiefer mit Linsen von Nummuliten führendem Sandstein und Kalk, Alter unbestimmt (Ueber der Kaltenbrunnensäge, südöstlich Weissenfluh am Hasliberg; in die gleiche Zone gehört wohl das Lutétien am Jochpass, N Tagenstal bei Engelberg und der Wildflysch mit Lutétien des Surenenpass, vgl. Uriotstock-karte).

Von dieser tertiären Schichtfolge, die unter dem Sammelnamen Scheideggtertiär und Tertiär der Jochpasszone bekannt ist, gehören zur genannten parautochthonen Decke Nr. 1–3, wahrscheinlich nicht 4 (Tav. Sandstein), aber zum mindesten im E sicher nicht der Komplex Nr. 5 mit seinen auffallenden Linsen und Nestern von knorrigem, oft an Orthophragminen reichem Sandstein (Priabonien-Auver-

¹⁾ H. STAUFFER. Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner-Oberland. Mitt. d. Naturf. Ges. Bern 1920, 1. (Diss.), besonders p. 15 u. 21.

sien?). Darüber folgt überall die Wildhorndecke, und zwar westlich der Aare unmittelbar das Aalénien derselben, gegen das Gental zunächst Mittelschenkelreste mit Oxford, Malm und Kreide (Baumgartenalp), von der Engstlenalp an eine kontinuierliche verkehrte Schichtreihe der Wildhorn-Uri-rotstockdecke und die zwischengeschaltete Linse des Weissberg-Gitschen, die auch am Jochpass noch vorhanden ist.

Die früher von ARBENZ geäusserte Anschauung, die siderolithischen Bildungen zwischen Aare- und Reusstal, sowie auch der Grindelwalder Marmor seien alle tertiären Alters und gehören zusammen, bedarf einer Korrektur, vor allem nach den Feststellungen von STAUFFER (loc. cit.) und den noch nicht publizierten Aufnahmen von J. KREBS (Basel) in der Doldenhornkette. Die bunten Breccien und Sandsteine der parautochthonen Decke sind im W. zweifellos z. T. kretazisch, denn sie finden sich auch dort oben im Oehrlikalk, wo Valangien und Tschingelkalk oft in grosser Mächtigkeit darüber folgen. Wo aber, wie östlich des Aaretals und im eigentlichen Autochthonen der Tschingelkalk nicht vorhanden ist und ein Oehrlikalk nicht überall abgetrennt werden kann, ist eine Entscheidung, ob die siderolithischen Bildungen kretazisch oder tertiär seien, kaum möglich. Vielleicht finden sich beide Typen übereinander. Weitere Untersuchungen müssen zeigen, ob eine Trennung möglich ist. Jedenfalls ist das Gros des autochthonen Bohnerzes tertiär, das der parautochthonen Lamiellen dagegen kann auch hier z. T. kretazisch sein.

Nach den hier mitgeteilten Beobachtungen ist am N-Rand des Aarmassivs eine parautochthone Decke¹⁾) vom Typus der Doldenhorn (Diablerets)-Decke weit verbreitet und besonders in der Gruppe der Engelhörner als Burg-Läsistockschanze vorzüglich entwickelt. Ihre vertikal tauchende Stellung oder noch weiter gehende Ueberkipfung ist die Folge der jüngsten tektonischen Veränderungen am Massivrand, die auch in der lokalen Vertikalstellung der helvetischen Ueberschiebungsfläche und einzelnen Einwicklungen Ausdruck fand.

Diskussionsvotum von A. BUXTORF (Basel): Der Votant weist darauf hin, dass sein Schüler J. KREBS, auf Grund

¹⁾ Weitere Aufnahmen im Sommer 1920 zeigten, dass nicht bloss eine solche Schuppe oder Decke vorhanden ist. Im Gental sind es deren 3, von denen die oberste typischen Tschingelkalk und Taveyannazsandstein enthält.

seiner Aufnahmen in der Blümlisalpkette, zu Anschauungen über die Tektonik des Aarmassiv-Nordrandes gelangt ist, die sich mit den Darlegungen von P. ARBENZ und F. MÜLLER decken. Die Doldenhorndecke reduziert ihre Ausdehnung und Mächtigkeit von W nach E immer mehr. Gleichzeitig ändert sie ihren Charakter als tauchende Deckfalte und zeigt bereits im Sefinental starke Auswalzung und beginnende Schuppung. In dieser, sich ostwärts immer stärker ausprägenden Form führt sie über das Bindeglied des Schwarz-Mönch in die Burg-Läsistockschanze,

16. — P. ARBENZ (Bern): Ueber die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens.

In der Unterlage der ostalpinen Decken von Nord- und Mittelbünden, sowie auch innerhalb der unterostalpinen Decken selbst (Falknis-, Sulzfluhdecke, Aroser Schuppenzone, Aeladecke, sog. rhätische Decke des Oberhalbsteins, die wohl grösstenteils der Aroserzone entspricht, Aroser Dolomiten und eingewickeltes Rothornkristallin) herrschen Faltenrichtungen von angenähert westöstlicher Richtung vor, die auf eine Gesamtbewegung der Decken über dem Flysch in SN-Richtung schliessen lassen. Vor allem ist auf die verkehrten Antikinalen und Synkinalen (Einwicklungen) am untern Ende des Rothornkristallins und den Triastunnel im Kristallin am Seehorn bei Davos nachdrücklich hinzuweisen¹⁾. Das genannte Kristallin hat, wiewohl unzweifelhaft ursprünglich zur Silvrettadecke gehörend, bei der Entwicklung die Struktur des Unterostalpinen angenommen.

Die Untersuchungen, welche W. LEUPOLD, R. BRAUCHLI und H. EUGSTER innerhalb der Silvrettadecke selbst ange stellt haben, entrollen uns ein viel komplizierteres Strukturbild, dessen Grundzüge ich hier entwerfen möchte. Es würde mir dabei schwer fallen anzugeben, welcher von uns die einzelnen Feststellungen zuerst gemacht und die betreffenden Deutungen zuerst versucht hat.

Die ausgesprochensten Falten in der Silvrettatrias Mittelbündens sind die NE-SW verlaufenden *Muchetta-* und *Ducanfalten*, welch letztere bei Bergün in die NS-Richtung umschwenken (aber nicht weiter). Sie zeigen fast alle

¹⁾ Vgl. J. CADISCH, W. LEUPOLD, H. EUGSTER und R. BRAUCHLI. Geologische Untersuchungen in Mittelbünden (Vorläuf. Mitteilung). Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, 64, 1919, p. 359—417.

abgescherte oder reduzierte Normalschenkel, vollständige Muldenumbiegungen und Mittelschenkel. Jede Antiklinale erscheint gegenüber der südlich folgenden Synklinale wie vorgeschoben, oder letztere zurückgeblieben. Wir bezeichneten diese Erscheinung als »*Untervorschubung*« und dachten uns, die Ursache sei in der tieferen Aeladecke zu suchen, speziell in der von EUGSTER nachgewiesenen Latscher Stirn derselben.

Nördlich des Landwassertals ändert sich das Bild an der, einen einfachen Bruch vortäuschenden Wiesener Scherfläche plötzlich. Nur noch lokal sind Partien unmittelbar jenseits des Bruches in SW-NE laufende Falten gelegt. Die aus dem Landwassertal aufsteigende Platte mit den Gipfeln Guggernell-Sandhubel-Valbellahorn-Amselfluh besitzt einen ganz andern Bau, der sich bis zum westlichsten Vorposten der Kette, dem Lenzerhorn hinaus behauptet. Die heutige Stellung der Platte hat mit dem innern Bau wenig mehr gemeinsam.

Das auffallendste Element sind *NNW-SSE bis NW-SE streichende Falten*, die wir gegenüber den Ducanfalten, welche uns die normaleren zu sein scheinen, als Querfalten auffassten. Gleiche Richtung zeigen auch die Anschwellungen und Rücken von Porphyrr und Verrucano (z. B. Sandhubel), die wir konsequenterweise auf die Ducanrichtung bezogen und als Culminationen und Depressionen der Axen bezeichneten. Schliesslich mussten wir aber konstatieren, dass in der ganzen Kette keine NE-SW streichende Normalfalte von Bedeutung auftritt, dass es demnach nicht ohne weiteres gerechtfertigt ist, von Querfalten und Axendepressionen zu sprechen. Zeigen die genannten Falten, wie z. B. am Guggernell, ein Ueberliegen, so ist es *gegen SW gerichtet*.

Die Detailkartierungen von BRAUCHLI und LEUPOLD haben aber noch auf andere, nicht weniger merkwürdige Strukturen geführt, nämlich *Schuppen* in der Trias, die an sehr flach die Schichtreihe durchschneidenden Scherflächen übereinander liegen, ohne Faltencharakter zu zeigen. Ueber die Schubrichtung liess sich zunächst nichts Bestimmtes aussagen, es zeigte sich aber schliesslich, dass die Schuppen im NE jeweilen aus ältern Schichten bestehen als im SW, dass ihre Schubflächen unbekümmert um die heutige Stellung der ganzen Platte von NE gegen SW durch die Schichtreihe aufsteigen, ursprünglich also wohl flach gegen NE einfielen. Wo die genannten Falten und die Schuppen in Konflikt kommen, erweisen sich die Falten durchweg als jünger.

Am meisten Kopfzerbrechen machte uns die Endigung des ganzen Permo-Werfénien-Zuges am Piz Linard und Lenzerhorn und die »verkehrte Gipfelschuppe« daselbst. Um eine nach oben geschlossene Antiklinale handelt es sich nicht, um eine falsche Synklinale, die E-W streichend sich hier rasch herausheben müsste, auch nicht und doch zeigte der Normalschenkel S des Linard und der verkehrte unter dem Linard und am Lenzerhorn eine nur wenig gestörte Verbindung, die im Anschnitt wie eine falsche Synklinale mit den ältesten Schichten im Kern aussieht. Die Lösung ist folgende: Es handelt sich um eine scharfe liegende Antiklinale, die parallel zu den sog. Querfalten NNW-SSE bis NW-SE streicht, deren Axe etwas steiler als der Abhang gegen SE absteigt. Die verkehrte Schuppe am Lenzerhorngipfel ist demnach nicht wohl ein Stück des Deckenmittelschenkels, sondern der Mittelschenkel einer grossen flachüberliegenden »Querfalte«. Die Ueberdeckung von NE gegen SW beträgt nach der Länge der verkehrten Triasplatte etwa 2 km.

Am Piz Linard ist im verkehrten Muschelkalk eine scharfe W-E streichende Falte zu sehen, die deutlich jünger ist als die geschilderte Komplikation.

Diese Feststellungen werfen ein neues Licht auf den Rand der Silvrettadecke zwischen Lenzerhorn und Bergün. Wie aus der vorläufigen Mitteilung zu entnehmen ist, hebt sich die Decke gegen W keineswegs normal heraus. Die ältesten Teile der Decke, Kristallin und Porphyrr, reichen kaum über die Albula hinüber, und gegen W kommen immer jüngere Schichtglieder an die Basis herab. Die Basisfläche der Decke zeigt ein durchaus analoges Abspaltungsverhältnis wie die Schuppen nördlich des Landwassertals, auch hier fällt sie, auf die Schichtflächen bezogen, gegen NE ein. Die Erscheinung ist zu gesetzmässig, als dass an Ausquetschungen oder lokale Willkürlichkeiten zu denken wäre.

Die »Querfalten« mit NE-SW-Schub, die Lenzerhorngipfelschuppe als Mittelschenkel einer Querfalte, die Schuppen der Platte nördlich des Landwassers und das Verhalten der Basalfläche der Decke müssen alle logischerweise als Folgen desselben zeitlich weit verteilten, alten NE-SW-Schubes aufgefasst werden; wo sie mit den normalen W-E oder SW-NE streichenden Falten in der gleichen Decke zusammenkommen, sind letztere jünger. Jünger sind eben-

falls die W-E bis WNW-ESE laufenden Aelafalten und die Einwicklungen von Teilen der Silvrettadecke in dieselben.

Sehr wahrscheinlich sind die zuerst auf »Untervorschreibung« zurückgeföhrten Bewegungsflächen z. T. solche alte gegen NE flach einschiesende Schuppenflächen.

Auffallend ist, dass auch die Aeladecke gegen W in ähnlicher Weise aufhört, wie die Silvretta: am Piz Toissa nämlich steigen die Rhätschiefer mit W-fallen bis an die Ueberschiebungsfläche hinab.

Die hier im Rande der Silvrettadecke festgestellte Schubrichtung gegen SW stimmt überein mit den südlichen Aesten der Spitz'schen rhätischen Bögen. Trotz dieser Annäherung an die Spitz'schen Gedanken, können wir uns von der Existenz eines solchen Bogens in Mittelbünden doch nicht überzeugen. Die gegen SW schauenden Falten sind alle älter als die gegen NW und N schauenden. Ein homogener Bogen kann schon aus diesem Grund nicht vorliegen. Die beiden Richtungen überkreuzen sich sogar, z. B. im Landwassertal. Die W-E verlaufenden Falten des Plessurgebirges gehören alle den tiefen tektonischen Elementen (Flysch bis Aroser Dolomiten) an. Eine bogenförmige Verbindung ist ganz unmöglich.

Als eine Erscheinung der Querfaltung bei der Ueberschiebung ist diese alte hier geschilderte Struktur nicht aufzufassen. Das übereinstimmende Verhalten der Schuppen, Falten und der Basisfläche sprechen entschieden dagegen. Es fragt sich ferner, ob wir eine Art schräger Rückfaltung, erzeugt durch Unterschiebung, annehmen dürfen; allein dazu fehlt der unterschiebende Motor; die Aeladecke könnte es nicht sein, dazu sind ihre auf die Silvretta ausgeübten Einwirkungen zu jung. Es bleibt uns nur die Annahme, dass wir es hier mit einer alten, auf einen NE-SW-Schub deutenden Struktur des Deckenrandes und Deckeninnern zu tun haben, die vielleicht sogar aus dem insubrisch-dinarischen Rückland stammt und hier weit nach NW verfrachtet ihre Eigenart erhalten hat, an vielen Stellen aber von jüngern Falten überwältigt wurde.

Weitere Untersuchungen müssen zeigen, ob die Einwicklungen am Rothorn und die Abspaltung der Aroserdolomiten mit ihren durchweg rückwärts schauenden Fältchen auch noch alte Strukturen enthalten und ob der komplizierte Bewegungsmechanismus noch weiter aufgeklärt werden kann.

17. — H. SCHARDT (Zürich): Les cours d'eau pliocéniques et les accidents transversaux de la chaîne du Jura.

Si l'extension des graviers des plateaux (Deckenschotter) permet de se rendre compte du parcours des eaux courantes au début de l'époque glaciaire, soit à la fin du pliocène et si la distribution des poudingues miocéniques indique nettement l'emplacement des embouchures des cours d'eau dans le bassin miocénique suisse, où se sédimentait en dernier lieu la molasse d'eau douce supérieure, il est fort difficile de se faire une idée de ce qu'a dû être le réseau hydrographique dès le dessèchement des lacs miocéniques jusqu'au moment où les glaciers envahissaient le plateau pour la première fois. Cependant, des événements très importants se sont déroulés pendant ce temps en apparence très court. A la fin de la sédimentation miocénique (Oeningien ou Tortonien) la dernière poussée de la dislocation alpine n'avait pas encore eu lieu. Les grands plis couchés helvétiques et les nappes lépontines et pennines qui les surmontaient, n'avaient pas encore été projetés sur les sédiments tertiaires du plateau suisse, lesquels ne furent disloqués qu'en suite de cette grande débâcle tectonique. Le plissement définitif du Jura qui en est un effet corollaire, n'avait de même pas encore commencé. Les sédiments de la molasse à faciès lacustre et d'épaisseur de plus en plus réduite vers le NW, recouvriraient la zone aujourd'hui plissée du Jura. Cette barrière élevée n'existaient donc pas alors. Les cours d'eau descendant de la chaîne des Alpes en voie de subir le dernier bouleversement, avaient conséquemment une voie parfaitement ouverte vers le NW et pouvaient traverser librement la zone occupée aujourd'hui par la haute barrière du Jura, dès la cluse de Longeray (Fort de l'Ecluse) jusqu'à Brugg dans le Canton d'Argovie. Il est probable que ces deux trouées datent déjà de cette époque et se sont développées jusqu'à l'époque actuelle. Mais il en avait certainement encore d'autres qui ont laissé leurs traces dans la tectonique de la chaîne du Jura, sous forme d'accidents transversaux à l'alignement des plis. Ce sont les accidents nommés à tort »décrochements« transversaux, tels l'accident entre St.Cergue-les Rousses-Morez (Col de St.Cergue), celui de Vallorbe-Pontarlier et le remarquable »décrochement« allant de Tête de Ran, au NW du Val de Ruz, à la Combe de la Ferrière, où il s'arrête au Cernier des Aiges au centre de l'anticlinal des Bois.

Si l'on examine de près ces accidents transversaux, on constate qu'ils ne »décrochent« que le sommet des plis. La base du premier anticlinal, où même celui-ci tout entier, est intact, de même, à partir d'un anticlinal, situé à l'intérieur de la chaîne du Jura, il n'y a plus »décrochement«. 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. De fait, les plis des deux côtés de ces accidents transversaux ne se ressemblent pas; il est parfois même impossible de les relier les un aux autres. Ils sont donc *postérieurs* à la formation d'une tranchée, seule condition permettant un plissement indépendant au dessus du fond de celle-ci. Cette tranchée n'a pu être qu'un canyon éopliocénique, ayant entamé les couches du Jurassique, après avoir traversé les sédiments déjà réduits du miocène et de l'oligocène. J'ai déjà indiqué ailleurs que la vallée transversale de la Bienne près de Morez a dû précéder le plissement définitif du Jura.

Pour démontrer cette hypothèse il faudrait trouver sur le parcours de ces anciennes vallées des restes de sédiments fluviaux avec roches alpines transportés par ces cours d'eau. On rencontre en réalité de ces dépôts, mais mélangés aux sédiments glaciaires; puisque chacun de ces accidents a déterminé un abaissement de la haute chaîne du Jura permettant le passage d'un bras du glacier du Rhône, en tout cas à l'époque Riss et même, pour Pontarlier encore, à l'époque wurmienne. Il est donc impossible de se servir de ce critère. Mais nous trouvons dans presque toutes les parties du Haut Jura des amas de galets énigmatique, très décomposés, dans lesquels les quartzites presque seuls ont été conservés intacts, on les a attribués généralement au glaciaire Rissien; mais il est bien possible qu'ils ont un âge plus reculé, soit pliocénique.

Si l'on tente d'établir une relation de ces anciens cours d'eau avec ceux d'aujourd'hui, on pourrait dire que le sillon qui a déterminé le col de St. Cergue, correspond à un cours d'eau débouchant des Alpes sur le tracé de l'Arve d'aujourd'hui; celui de Vallorbe-Pontarlier aurait comme origine

un Rhône primitif, enfin, la trouée de Tête de Ran-Convers-Cernier des Aiges se trouve presque exactement sur l'alignement de la vallée transversale de l'Aar au sortir des Alpes.

Il y aurait probablement encore d'autres relations analogues à trouver dans d'autres parties du Jura. Je ne tiens à relever pour l'instant que les faits qui me paraissent jeter une lumière particulièrement vive sur une page encore très obscure de la géologie du Jura. Le plissement de cette chaîne a définitivement coupé les cours d'eau à écoulement normal et créé l'étrange diversion des eaux d'aujourd'hui, que même l'envahissement des glaciers n'a guère modifié, sauf le détournement de quelques cours d'eau au profit de leurs voisins. Par les dislocations formidables du bord N des Alpes, les tronçons alpins et subalpins de ces vallées éopliocéniques ont disparu en partie sous le dévirement des plis charriés et entassés puis ont recouvert presque la moitié de la largeur du bassin tertiaire. Dans la région non disloquée de ce dernier, c'est l'érosion qui s'est chargée de ce travail, en enlevant une épaisseur de sédiments tertiaires mesurant bien des centaines de mètres. Cependant, il existe des traces de ces vallées primitives; elles sont indiquées par le niveau des nappes de recouvrements superposées à la molasse. Il existe des axes d'abaissement coïncidant parfois avec des véritables fossés coupant transversalement plusieurs plis, dont les terrains se sont enfouis dans un sillon préexistant dans le soubassement tertiaire.

18. — HANS MORGENTHALER (Bern): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Aarmassiv.

Diese Arbeit möchte in grossen Zügen die wichtigsten Zonen in den »Nördlichen Gneisen« des Aarmassivs in ihrem Streichen verfolgen, da die Literatur in dieser Hinsicht noch sehr unvollständig ist. Sie entwickelte sich unter der freundlichen Mitarbeit von Prof. Dr. E. HUGI¹⁾ aus einer ursprünglich nur auf den Fernigerkalkkeil beschränkten Studie, die 1916 auf die Anregung von Prof. Dr. P. ARBENZ hin begonnen wurde.

Während es eine zeitlang schien, als ob die Erstfeldergneise die Injektionszone des Gastern-Innertkirchengranites darstellten, ergaben die neuen Untersuchungen, dass wir in der sogenannten »Nördlichen Gneiszone« zwei räumlich

¹⁾ Vergl. »Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs«. Eclog. XV, Nr. 4. 1920.

und wohl auch zeitlich scharf von einander getrennte Eruptionsherde annehmen müssen:

1. einen nordwestlichen, mit dem Gasternganit,
2. einen südöstlichen, mit dem Erstfeldergneis¹⁾.

Erst bei der tertiären Alpenfaltung wurde der Erstfeldergneis so auf den Gasternlakkolithen aufgeschoben, dass es jetzt stellenweise schwer hält, die beiden Zonen als genetisch unabhängig von einander zu erkennen.

Andere als mechanische Einwirkungen dieser zwei Zonen auf einander möchte ich heute nicht mehr erwarten, da eine äusserst scharfe und tiefgreifende Ueberschiebungslinie, im Osten durch das Wendenjochcarbon, und im Westen durch den obern Jungfrau keil charakterisiert, darauf deutet, dass die heute übereinander liegenden Zonen bei ihrer Entstehung weit auseinander lagen.

Das Wendencarbon lässt sich vom Wendenjoch bis zum Urbachtal (deutlicher in den Gräten als in den Taleinschnitten sichtbar) verfolgen mit bis zu 15 m mächtigen Tonschiefern und Konglomeraten mit graphitischen Häuten. Oft ist die Ueberschiebungslinie doppelt und dreifach, indem vom Gasternlakkolithen Oberflächenpartien abgeschert und übereinander geschoben wurden. Auch das Carbon tritt stellenweise in mehrfacher Wiederholung auf. Das selbe wurde gewiss kontaktmetamorph verändert, wenn auch nur schwach durch letzte Gase und Dämpfe. Ein immer wieder das Carbon begleitender kristalliner Kalk bestärkt diese Annahme. Was die Lagerung des Wendencarbons betrifft, kann einzig die Diskordanz mit der Trias sicher konstatiert werden.

Das Wendencarbon und der obere Jungfrau keil liegen auf der alten, vielleicht hercynischen, *permocarbonischen Abrasionsfläche* des Gasternlakkolithen wie folgt: Spannort hütte-Wendenjoch-Urat-Hütte bei Pkt. 1851 m, zwischen Feldmoos und Wissigmadhubel das Gadmenwasser kreuzend, in der Bösi, unterhalb dem Gadenlauisee-Fuss des Radlefs horn-Doggelistein-Bösgraben, nördlich der Triftalphütte durch die Schlucht zwischen Flöschen und Flöschenhorn, oberhalb Gumm, zwischen Brunnen und Grauenstock, unt. Benzlaulisee, südlich Pkt. 2541 (nördlichster Galauistock), in den Hintergrund des Urbachtals (Leimigerrundhöcker)-Dossenhütte S. A. C. – Wettersattel (?) – Nordfuss des Kl.

¹⁾ Der Erstfeldergneis ist wahrscheinlich ein Teilerguss des zentralen Aargranites.

Schreckhorns – Schwarzegg – Zäsenberg – Berglifelsen – Eigerjoch – Mönch; von hier an ist die Oberfläche durch den Jungfrau keil gegeben. Der Keil bei der Dossenhütte ist ein Analogon zum Jungfrau keil.

Auch der *Pfaffenstock-Laubstockkeil* liegt auf der alten Gasternmassivoberfläche. Bei Innertkirchen zeigte das Längsprofil des hercynischen Gasternmassivs eine Erosionsnische, in die die Trias- und Jurameere nach Süden buchtartig eindrangen. Die tertiäre Ueberschiebung hat die Ablagerungen dieser Buchten in die heutige Keilform (relativ einfach gebaute liegende, nach Norden offene Mulde mit regelmässigen Umbiegungen) gebracht. Der liegende Schenkel steht fast unverändert im alten Verband mit dem kristallinen, während mit dem hängenden, zugeklappten Schenkel weiter südlich abgescherte Oberflächenstücke des Gasternlakkolithen emporgeschoben wurden, so dass heute über dem Pfaffenkopfkeil und im Schreckhornkamm (neuer Triaskeil am Zäsenberg) die rotangewitterte Gasternmassivoberfläche mehrmals übereinander auftritt.

Auch für den besonders weit nach Süden greifenden oberen Jungfrau keil ist hervorzuheben, dass er auf dem alten Gasternrücken liegt und dass er nicht etwa erst tertiär und gar diskordant zu den Gesteinszonen so tief zwischen die Massivteile eingetrieben wurde. Er dürfte heute in ziemlich ungestörtem Verband (Zerreissungen und Streckungen vorbehalten) mit dem Liegenden stehen, wie er aus dem Meer abgelagert wurde. Seine tertiäre Einklemmung ist im Prinzip eher ein einfaches »Zugedecktsein« durch den aufgeschobenen Erstfeldergneis, als ein »Eingefaltelsein«.

Nach dieser Auffassung wird das Gasternmassiv zu einem selbständigen und alten Gebirgsteil. Sein Rücken wirkte trennend und bewirkte vielleicht schon vom Carbon an, sicher in der Trias-Malmzeit Transgressionen und Regressionen. Die Erstfeldergneise zeigen nur im äussersten Osten (Scheidnössli und Spannortgebiet, wo sie fast unverschoben blieben), auch Spuren langandauernder Erosion und eine ähnliche Aufbereitungszone an ihrer Oberfläche, wie der Gasternrücken.

Der Gasterngranit und seine Injektions- und Kontaktbildungen wurden von Truninger beschrieben. Ich möchte die resorptionsreichen Gesteine am Tschingelgletscher, im Grund des Rottals, am unteren Grindelwaldgletscher, in der Tiefe des Urbach- und Gadmentals und bei Firnalpeli (Engelberg), die Prof. HUGI bereits in ausgedehntem Maasse

untersucht hat, als Injektions- und Assimilationszone des Gasterngranites s. s. deuten und vermuten, dass der nach Osten absinkende, östlich vom Gasterntal als Normaltypus nicht mehr anstehende Gasterngranit hier überall nicht tief unter der heutigen orographischen Oberfläche zu finden wäre. Auch den Innertkirchnergranit möchte ich in diesen mehr regionalen als petrographischen Betrachtungen zur Injektions- und Resorptionszone des Gasterngranites s. s. rechnen.

Die *Erstfeldergneise* setzen, über dem Gastermassiv aufgeschoben, mit einer auffallenden Steilstufe ein, infolge ihrer grossen Härte (viele Aplite) besonders turmreiche und zerrißene Gipfelformen bildend: Kröntegebiet—Wichelplank—Murmelsplank, Grassen, Fünffingerstöcke, Wasenhorn, Giglisch stockgruppe, Gadenlauihorn, Mährenhorn, Weiss-Schien, Galauistöcke, Hangendgletscherhorn, Renfen, Dossen, Ewig schneehorn, Ankenbälli, Berglistock, Rosenhorn, Mittelhorn, Schreckhörner, Gr. Lauteraarhorn, Kl. und Gr. Fiescherhorn, Trugberg, Mönch, Jungfrau, Rottalhorn, Gletscherhorn, Ebnefluh, Mittaghorn, Mutthorn (?).

Die Erstfeldergneise werden nach Westen saurer und glimmerärmer (Fellenbergs »Graue Gneise«.)

Die Petrographie der Erstfeldergneise ist von SAUER, LOTZE, HUGI und STAUB gegeben worden. Die Erstfeldergneise s. s. stellen einen sehr massiven, kristallinen Komplex dar, der viel weniger sedimentäres Material enthält, als die Injektionszone des Gasterngranites.

Südlich von den Erstfeldergneissen folgt wieder eine stark sedimentäre Zone — die *Fernigerschiefer*. Sie sind im Meiental bis 3 km breit und scheinen gegen die Lötschen lücke fast auszukeilen. Ihre Abgrenzung gegen die Erstfeldergneisse wird durch ein fast gradlinig fortlaufendes System steil südfallender Brüche gebildet: Jakoberschlucht—Niedersee-Lücke zwischen Krönte und Saasstock — südlich Zwächtengipfel-Weissgand — nördlich Kanzelfluh-Sustli hütte — nördlich Gufernstock- (von hier an nach Westen im Streichen des Fernigerkalkes liegend) Susten südlich der Passhöhe - Zwischen Tierbergen - Furtwang - Mattenlimmi - Gauligletscherzunge - Gauligrat Pkt. 3127 m - Lauteraargrat nördl. Pkt. 3646 m - Fieschersattel-nördlich Kranzberg Pkt. 3613 m - Gletscherhorn bei Pkt. 3297 m durch - Ebnefluh nördlich Pkt. 3713 m.

Besonders scharf ist die Grenze im Gauligrat¹⁾), wo sie mehr durch einen Gesteinswechsel als durch eine Ueberschiebung bedingt ist.

Nördlich dieser Linie haben wir den typischen Erstfeldergneiss, südlich davon die stark sedimentären Fernigerschiefer. Ich rechne diese Schiefer und den Erstfeldergneiss zum zentralen Aargranit. In der Fernigerzone liegt SAUER's Marmorlinse vom Sustenpass. Ich fand weitere Einlagerungen von kristallinem Kalk, so einen besonders massiven 50 m mächtigen, fast genau N streichenden 1200 m langen Marmorkalksilikatfelszug am Silberberg südlich der Fünffingerstöcke.

In diesen Fernigerschiefern, an ihrem Uebergang in die Amphibolite des zentralen Aargranites, liegt der Fernigerkalkkeil und der Zug des Bristencarbons mit begleitendem Porphyrr.

Die Fortsetzung des Kalkkeils wurde gefunden: im Nordosten bei Riedgädmer, Märzenstaffel, Rotbergli und auf der Seewlisegg im Inschialptal. Nach Südwesten erreicht der Kalk seine grössten Ausmasse am Griesenhörnli, um dann plötzlich auszusetzen. Nur im Furtwangssattel ob Guttannen fand sich Trias (Rauchwacke).

Die (Bristen) Carbongesteine der Fernigermulde dagegen konnten bis zur Lötschenlücke erkannt werden, insbesondere südlich vom Ewigschneehorn und in den Südgräten des Hintern Fiescherhorns-Trugberges-Gletscherhorns.

Ich vermute, dass die Fernigerschiefer mit Carbon und Kalk eine Mulde bildeten in der äussersten Schieferhülle des Zentral-Aargranites. Bei der tertiären Faltung wurde diese Mulde vertieft, während die Erstfeldergneisse nördlich und unter ihr zwischen dem Widerlager des Gasternlakkolithen und dem von S angepressten Zentralgranit emporgequetscht wurden. Nur so ist die relativ scharfe tektonische Grenze nördlich der Fernigerschiefer und deren *fast ungestörter Uebergang* südlich in den Aargranit verständlich.

(Weitere Ausführungen mit Karte und Profilen werden folgen).

19. — A. JEANNET (Neuchâtel): *Jurassique du Glärnisch.*

On sait que sur le versant E de ce groupe montagneux, le Bathonien et l'Oxfordien manquent, de telle sorte que

¹⁾ Exkursion der Herren HUGI, TRUNINGER, WYSS, FREI, MORGENTHALER, Aug. 1920.

l'oolithe ferrugineuse callovienne repose sur le Bajocien supérieur (Zone à G. Garantiana; calcaires noirs) et le »Schiltkalk« inférieur sur ce dernier. Les calcaires noirs du Bajocien sup. très fossilifères, ont une extension très réduite, mais on les trouve localement en éléments dans la »Blegioolith« (Plattenbach-Gumengrat près Braunwald). Ils s'y trouvent soit comme conglomérats de base associés à d'autres brèches échinodermiques gris-brunâtre ou rouges du Bajocien supérieur aussi, semble-t-il, soit en éléments isolés dans les calcaires rosés constituant localement la plus grande épaisseur de l'horizon ferrugineux callovien, soit enfin comme fossiles noirs remaniés et isolés (Cosmoceras gr. du subfurcatum et Lamellibranches divers). On peut d'autre part rencontrer du matériel ferrugineux de l'»Eisenoolith« dans le »Schiltkalk« argovien superposé et même observer le repos direct de celui-ci sur les brèches échinodermiques gris-brun du Bajocien. J'ai cru reconnaître en un point des éléments de ce dernier étage remaniés dans l'Argovien. Ces remarques expliquent comment il se fait que l'oolithe ferrugineuse sûrement callovienne peut renfermer des fossiles plus anciens. Ils y sont alors à l'état remanié.

Première réunion de la Section de paléontologie de la Société helvétique des Sciences naturelles

à l'Institut de géologie à Neuchâtel, le 31 Août 1920
à 8 $\frac{1}{4}$ h. m.

Président: Dr. HANS G. STEHLIN (Basel).

Secrétaire: Dr. PIERRE REVILLIOD (Genève).

M. le Professeur AUG. DUBOIS ouvre la séance et fait procéder à la nomination du président et du secrétaire.

M. le Dr. H. G. STEHLIN lit un discours d'introduction pour justifier la création d'une Section de paléontologie à l'occasion de la 101^e réunion de la Société helvétique des Sciences naturelles et examiner l'éventualité d'une transformation de la Société paléontologique suisse.