Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 11 (1910-1912)

Heft: 3

Vereinsnachrichten: Neunundzwanzigste Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

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: 02.07.2025

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

Eine Summe von ungefähr 800 Fr. bleibt somit als Betriebskapital flüssig.

Der Vorstand unterbreitet der jährlichen Hauptversammlung zur Genehmigung:

1. Den Jahresbericht über die Verwaltung im vergangenen Jahr.
2. Die Rechnung, nach Begutachtung der Revisoren.
3. Das Budget für das künftige Jahr.

Im Namen des Vorstandes :

Der Präsident, Dr. A. BALTZER.

Der Schriftführer, Dr. H. SCHARDT.

(Angenommen in der Hauptversammlung vom 6. September 1910.)

B

Neunundzwanzigste Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

im geologischen Institut der Universität Basel
am 6. September 1910.

ERSTER TEIL: Geschäftliche Sitzung.

Herr Präsident BALTZER eröffnet die Sitzung 8 Uhr 15 Min. vormittags in Anwesenheit von ungefähr 20 Mitgliedern; er spricht seine Zufriedenheit aus, dass es ihm diesmal möglich sei, die Obliegenheiten des Präsidiums zu erfüllen und die Verhandlungen zu leiten.

Jahresbericht des Vorstandes. — Der vom Vorstand Tags zuvor angenommene Jahresbericht wird vom Präsidenten vorgelesen und von der Versammlung genehmigt. Derselbe soll, wie gewöhnlich, in den *Eclogæ* gedruckt erscheinen.

Kassabericht des Kassiers. — Der vom Kassier Prof. LUGEON aufgestellte Kassabericht, welcher mit 4009 Fr. 5 Cts. Einnahmen und 2466 Fr. 15 Cts. Ausgaben, woraus sich ein Kassasaldo von 1542 Fr. 90 Cts. ergibt, wird der Versammlung mitgeteilt; derselbe konstatiert, dass das unantastbare Stammkapital der Gesellschaft sich nunmehr auf rund 9000 Fr. beläuft.

Der Bericht der Rechnungsrevisoren J. BUSINGER und Dr. E. ARGAND beantragt Verdankung der Rechnungsführung, und Annahme der Jahresrechnung, was von der Versammlung einstimmig bestätigt wird.

Wahl eines Rechnungsrevisors. — Herr Dr. PAUL ARBENZ wird an Stelle des abtretenden Revisors J. BUSINGER gewählt.

Neuwahl des Vorstands. — Statutengemäss sind zwei Mitglieder des bestehenden Vorstands nicht wieder wählbar. Zur Neuwahl werden vorgeschlagen die Herren BUXTORF, WEBER, HUGI, KÜNZLI, AEBERHARDT. Herr Dr. GUTZWILLER schlägt vor, die Neuwahl auf die beiden abtretenden Mitglieder Prof. HEIM und Prof. MÜHLBERG zu beschränken und die fünf wiederwählbaren Mitglieder in globo auf drei weitere Jahre zu bestätigen. Dieser Vorschlag wird von der Versammlung einstimmig angenommen; die Herren BALTZER, SARASIN, ROLLIER, LUGEON und SCHARDT werden somit als gewählt erklärt.

Für die Wahl der beiden andern Mitglieder gehen 23 Stimmzettel ein, Majorität 12. Herr Dr. BUXTORF erhält 21 Stimmen und wird als gewählt erklärt, während die vier andern Kandidaten mit bezw. 7, 9, 5 und 2 Stimmen in Minorität bleiben. Ein zweiter Wahlgang wird notwendig, wobei der Vorschrift der Statuten Rechnung getragen werden soll, dass die Mitglieder des Vorstands die verschiedenen Teile der Schweiz vertreten sollen. Es gehen 17 Stimmzettel ein; Majorität 8. Die Stimmen verteilen sich ohne Mehrheit wie folgt: KÜNZLI 6, WEBER 4, HUGI 4, AEBERHARDT 3. Die Versammlung beschliesst, Herrn KÜNZLI, welcher die meisten Stimmen erhalten hat, als gewählt zu erklären.

Der Herr Präsident meldet, dass die Herren Dr. OSKAR FREI in Basel, WALTER SCHÜRER in Zürich und SEIFFERT in Bern zur Aufnahme als Mitglieder vorgeschlagen sind; dieselben werden als aufgenommen erklärt.

Schluss der Versammlung 9 Uhr 10 Min.

Der Präsident, Dr. H. BALTZER.

Der Schriftführer, Dr. H. SCHARDT.

ZWEITER TEIL : Wissenschaftliche Sitzung.

Unter dem Präsidium der HH. U. GRUBENMANN und P. CHOFFAT.

I. — Herr Prof. H. BAUMHAUER, Freiburg (Schweiz) sprach über : **Das Gesetz der Komplikation und die Entwicklung der Krystallformen.**

Das Grundgesetz der Krystallographie hat man bisher in drei Formen ausgesprochen : 1. als das Gesetz des Zonenverbandes, 2. als das Gesetz der rationalen Achsenschnitte, 3. in Form der Vorstellung vom Bau der Krystalle als einem Raumgitter. Eine weitere Form ergibt sich aus dem Wesen der Komplikation.

Aus den MILLER'schen Indices zweier Flächen, welche, sich schneidend, eine Zone bestimmen, ergibt sich bekanntlich das Symbol [uvw] der betreffenden Zone ; jede weitere, dieser Zone angehörige Fläche (hkl) muss der Gleichung genügen :

$$hu + kv + lw = o$$

Dies gilt also auch von einer Fläche, welche die von den beiden ersteren gebildete Kante abstumpft. Das Symbol einer solchen Fläche wird erhalten durch Addition der gleichstelligen Indices der beiden Ausgangsflächen. Eine weitere, derselben Zone angehörige Fläche wird ihrem Symbol nach durch entsprechende Subtraktion erhalten. Die Addition der Indices bezeichnet man als Komplikation. Mit Hilfe dieses Begriffes kann man das Grundgesetz der Krystallographie folgendermassen aussprechen :

« Geht man von vier Flächen (100), (010), (001) und (111) aus, so erhält man die Symbole aller weiteren an dem betreffenden Krystall möglichen Flächen durch Komplikation aus den obigen. » Dabei kann die Komplikation eine einfache oder eine wiederholte sein.

Aus dem Gesagten folgt, dass die Indices aller Flächen rationale Zahlen sein müssen, das Gesetz der rationalen Achsenschnitte ist demnach in obiger Fassung mit enthalten. Auch das Gesetz des Zonenverbandes ist darin eingeschlossen, denn das Symbol einer jeden durch Komplikation so erhaltenen Fläche kann auf zwei oder mehr verschiedene Weisen durch Addition (event. durch Subtraktion) aus anderen Symbolen erhalten werden, z. B.:

$$(110) = (100) + (010) \; ; \; (110) = (111) - (001).$$

Meist kann man direkt das Symbol einer Fläche mehrfach in zwei Symbole spalten und so die Zugehörigkeit derselben zu mehreren Zonen erweisen, z. B.:

$$(211) = (100) + (111) = (110) + (101) = (210) + (001).$$

Da das Gesetz der rationalen Achsenschnitte und das Zonengesetz in dem Komplikationsgesetze mit enthalten sind, so kann man aus letzterem auch die an den Krystallen möglichen Symmetrieelemente, insbesondere die Arten der Deckachsen und damit die 32 möglichen Krystallklassen ableiten. Komplikation und Spaltung der Symbole ermöglichen die einfache Beantwortung zahlreicher Fragen.

a) Die Abstumpfung der Kanten z. B. des Würfels, Oktaëders, Dodekaëders, sowie von (211) und (221) ergibt sich aus folgendem:

$$\begin{aligned}
(100) + (010) &= (110)\\
(111) + (1\bar{1}1) &= (202) = (101)\\
(101) + (011) &= (112)\\
(211) + (121) &= (332)\\
(211) + (21\bar{1}) &= (420) = (210)\\
(221) + (22\bar{1}) &= (440) = (110)\\
(221) + (212) &= (433).
\end{aligned}$$

Alle Kanten dieser Formen werden durch Symmetrieebenen halbiert; die Abstumpfung ist deshalb eine gerade, und jene halbierenden Ebenen werden ihrem Symbol nach durch Subtraktion erhalten; z. B.:

$$\begin{aligned}
(100) - (010) &= (1\bar{1}0)\\
(111) - (1\bar{1}1) &= (020) = (010) \text{ u. s. w.}
\end{aligned}$$

Allgemein und für alle Krystallsysteme (mit Ausnahme des triklinen) gilt die Regel: 1. dass jede durch zwei gleichartige Flächen gebildete Kante durch die, aus jenen Flächen durch einfache Komplikation abgeleitete Fläche gerade abgestumpft wird, 2. dass dabei durch Subtraktion stets eine (krystallonomische) Fläche erhalten wird, welche auf jener abstumpfenden senkrecht steht, also den betreffenden Kantenwinkel halbiert. Für das trikline System hat diese Regel natürlich keine Bedeutung.

Die Fläche eines Pyramidengranatoëders liegt stets zwischen (211) und (110). Demnach ist ihr allgemeines Symbol

$$hkl = m\,(211) + n\,(110) = 2m + n, m + n, m.$$

Folglich ist bei einer solchen Form stets

$$h = k + l.$$

b) Anderseits ergibt sich z. B. aus der Spaltung von (321) in :

(111) u. (210) die Abstumpfung von Pyritoëder mit Oktaëder (Pyrit),
(211) » (110) » » » Ikositetraëder mit Dodekaëder (Granat),
(310) » (011) » » » Tetrakishexaëder mit Dodekaëder.

(754) beim Binnit stumpft (332) : (211) ab, weil (754) = (332) + 2 (211). Die häufige und ausgedehnte Entwicklung einer Fläche sei als deren Stärke bezeichnet. Starke Flächen wird man vorzugsweise als Ausgangsflächen (100), (010), (001) und (111) wählen, soweit die betreffende Krystallklasse überhaupt eine Wahl zulässt. Zwischen starken Flächen findet nun besonders häufig wiederholte Komplikation statt, welche zur Entwicklung flächenreicher Zonen bezw. Zonenstücke führt. Den Bau solcher Zonenstücke sucht V. GOLDSCHMIDT stets auf sogen. *Normalreihen* mit vollkommen symmetrischer Anordnung der Flächen zurückzuführen. Es ist aber zu unterscheiden, ob sich ein Zonenstück zwischen gleichen bezw. gleichstarken oder ungleichen bezw. ungleich starken Flächen spannt. Im ersteren Falle ist ein symmetrischer, im zweiten ein unsymmetrischer Bau der betreffenden Zone zu erwarten. Letzterer stellt den allgemeinen, ersterer einen speziellen Fall dar. Im allgemeinen zeigt sich, dass in einer solchen Zone eine Reihe von besonders häufigen Flächen mit fortlaufend steigenden Indices (und damit abnehmender Häufigkeit) auftritt, zwischen deren Glieder sich die anderen, im allgemeinen weniger häufigen Formen infolge weiterer, im Verlauf der Reihe abnehmender Komplikationen einschieben. Jene Reihe bezeichnet der Vortragende als *primäre Reihe*, die übrigen Flächen je nach dem Grade ihrer Komplikation als *sekundäre*, *tertiäre*, usw. So könnte sich z. B. der Bau einer Zone zwischen (110) und (010) in folgender Weise gestalten :

I	III	II	III	I	II	I	I	I	I	
(110)	(340)	(230)	(350)	(120)	(250)	(130)	(140)	(150)	(160)	·· (010)

(110) wäre die Ausgangs-, (010) die Zielfläche des Zonenstücks. Oft erscheinen auch nur die Glieder der primären Reihe.

Die Differenz zwischen den entsprechenden Indices der Glieder einer primären Reihe kann aber, statt = 1, auch = 2, 3 oder 4 sein, wie Anatas, Schwefel, Calcit und Klinohumit zeigen. Hierdurch kommt es vor, dass Flächen von komplizierterem Symbol solche von einfacherem derselben Zone an Stärke übertreffen, so ist z. B. (113) des rhombischen Schwefels viel häufiger als (112), weil erstere Form hier primär, letztere sekundär ist: (111) + (113) = (224) = (112).

Nicht immer, wenn auch häufig, ist die Zielfläche stärker als die Ausgangsfläche; das Verhältnis dieser Stärke wechselt ja auch mit den Bedingungen, unter denen die Krystallisation stattfindet. Indes bemerkt man, dass sich möglichst frei entwickelte und flächenreiche Zonen meist in der angegebenen Weise von einer Ausgangsfläche mit komplizierterem Symbol nach einer Zielfläche von einfacherem Symbol hin erstrecken. Der Vortragende demonstriert dies an der Hand einer gnomonischen Projektion von Quarz und Calcit für mehrere Zonen, welche daselbst insbesondere von $(11\bar{2}1)$ bezw. $(21\bar{3}1)$ ausstrahlen.

Bei der Untersuchung der oft so zahlreichen Krystallformen eines Körpers ist es notwendig, die Häufigkeit der einzelnen Flächen statistisch festzustellen und so die etwa vorhandenen primären Reihen zu ermitteln. Dabei können immerhin gewisse Flächen innerhalb einer Zone unerwartet häufig auftreten [wie z. B. (611) in der Zone (100) : (211) beim Binnit oder $(\bar{5}16\bar{1})$ in der Zone $(11\bar{2}1)$: $(10\bar{1}0)$ beim Quarz] oder andere gegen Erwarten seltener sein oder ganz fehlen. Ersteres ist eventuell durch gleichzeitige Zugehörigkeit der betreffenden Fläche zu mehreren wichtigen, sich dort schneidenden Zonen zu erklären, es kann beides auch eine noch verborgene Ursache haben. Wichtig ist auch, dass häufig infolge des pseudohexagonalen Habitus der Krystalle die daran vorhandenen primären Reihen erst deutlich hervortreten, wenn man die Symbole diesem Habitus entsprechend umformt (Jordanit). Ueberhaupt soll die dargelegte Auffassung mit den ermittelten Regeln nicht etwa zu einer schematischen Behandlung der Krystallographie führen, sondern vielmehr an der Hand im allgemeinen als gültig erkannter Gesetzmässigkeiten den Weg zur genauen Erforschung der besonderen krystallographischen Eigentümlichkeiten der Körper zeigen. Erst auf diesem Wege wird man, was bis jetzt trotz teilweise glücklicher Versuche noch nicht gelungen ist, dahin gelangen können, endgültige, durchaus zuverlässige Vorstellungen über den molekularen Bau der verschiedenartigen Krystalle zu gewinnen.

II. — M. le professeur F. A. FOREL a présenté à la société un article récemment paru dans les *Archives de Geneve* et intitulé **Etudes Glaciaires.**

III. — Herr F. ZYNDEL, Basel, sprach über: **Regelmässige Verwachsungen gleichartiger Krystalle.** Häufig lässt die genaue Betrachtung von Krystallgruppen, die aus zwei oder mehreren gleichartigen Individuen bestehen, einen Parallelismus von Kanten oder Flächen der mit einander verwachsenen Individuen erkennen. Derartige Verwachsungen pflegt man als regelmässige zu bezeichnen. Durch Vergleichung der Deckelemente (Flächen und Zonen) hinsichtlich Zahl und Intensität gelangt man zur Systematik und Rangordnung der regelmässigen Verwachsungen [1]. Verknüpfung zu regelmässiger Verwachsung erfolgt nach der GOLDSCHMIDT'schen Hypothese durch Kräfte, die senkrecht stehen zu den krystallonomisch möglichen Flächen eines Krystalls. Dabei spielen die Kräfte, die senkrecht stehen zu den Hauptflächen, die Hauptrolle ; Nebenflächen laufen mit [2]. Sobald erkannt werden kann, was bei einem Mineral als Hauptflächen anzusehen sei, ist die Möglichkeit geboten, alle wahrscheinlichen Fälle regelmässiger Verwachsung auf geometrischem Wege abzuleiten. Dieser Versuch wurde vom Vortragenden unternommen für den *Quarz* [3].

Ausser den schon bekannten Arten regelmässiger Verwachsung zweier Quarzkrystalle wurden neu beobachtet : 1. *einaxige* Verwachsungen, bei denen r und r', andere, bei denen b und r' sich decken (Flächen- und Sextantenbezeichnung nach GOLDSCHMIDT) ; 2. *zweiaxige* Verwachsungen, die als Heterozwillinge bezeichnet werden müssen :

a	Deckflächen b_2 und r_2' Deckzonen $b_2\ \rho_1\ r_6$ und $b'_2\ r'_2\ o'$.	Lötschentaler Gesetz
b	Deckflächen r_2 und b'_2 Deckzonen $b_3\ r_2\ \rho_1$ und $b'_2\ \rho'_1\ r'_6$.	Disentiser Gesetz.

Das Studium der Bildungsverhältnisse dieser 2 neuen und der schon bekannten 7 Zwillingsgesetze mit nichtparallelen Hauptaxen : Zwickau (G. JENZSCH), BREITHAUPT-GOLDSCHMIDT (von Goldschmidt mit dem vorigen vereinigt), Japan (C. S.

[1] Vergl. GOLDSCHMIDT, *Zeitschr. Kryst.* 1907, 43, 582 ; *Tscherm. Mitt.* 1905, 24, 169.
[2] GOLDSCHMIDT, *Tscherm. Mitt.* 24, 168.
[3] Vergl. GOLDSCHMIDT, l. c., S. 179.

WEISS), rechtwinklige Durchkreuzungen (C. FRIEDEL), Sardinien (QU. SELLA), Reichenstein-Grieserntal (G. ROSE, V. GOLDSCHMIDT), Zinnwald (G. JENZSCH) ergab neuerdings die Bestätigung der von GOLDSCHMIDT geäusserten Ansicht, dass beim Quarze nur die Flächen b, r, ρ und die von ihnen gebildeten Zonen die Bindung besorgen.

Auf Grund des bisher an Bindungsverhältnissen bekannt gewordenen wurde auf geometrischem Wege das Resultat erhalten, dass es ausser den bereits beobachteten 9 Fällen noch 3 und nur 3 Fälle zwillingsmässiger Verwachsung zweier Krystalle mit nichtparallelen Hauptaxen geben könne. Sie lauten :

a) Deckflächen r_2 und r'_2
Deckzonen $b_1\ r_2\ \rho_3$ und $b'_2\ r'_2\ o'_2$.
b) Deckflächen r_2 und b'_2
Deckzonen $b_1\ r_2\ \rho_3$ und $b'_1\ b'_2\ b'_3$.
c) Deckflächen b_2 und r'_2
Deckzonen $b_1\ b_2\ b_3$ und $b'_2\ r'_2\ o'$.

Wenn zwei Zwillingsgesetze in Konkurrenz treten, bilden sich Zwillinge nach einem Doppelgesetz[1]. Ausser diesen wären ferner genauer zu studieren Verwachsungen derart, dass 2 Individuen, verzwillingt nach einem bestimmten Gesetze, orientierend einwirken auf ein drittes Individuum.

In der Verwachsungsregion verzwillingter Individuen kommt infolge des Zusammenwirkens ihrer Partikelkräfte ein molekularer Aufbau zustande, der von dem eines allein wachsenden Krystalls abweicht. Diese Verschiedenheit muss sich u. a. äussern in optischen Anomalien und Anomalien der Aetzfiguren. Als selbstverständlich erscheint, dass der Grad der Anomalien abnimmt mit zunehmender Entfernung von der Verwachsungsregion [2]. Weiterhin darf angenommen werden, dass die Aenderungen des molekularen Aufbaues charakteristische sein werden für jedes der an einem Mineral auftretenden Zwillingsgesetze. Es erscheint deshalb wahrscheinlich, dass durch das genaue Studium regelmässiger Krystallverwachsungen sich Anhaltspunkte gewinnen lassen könnten über die Lage der Partikelkräfte zu den möglichen Flächen eines Krystalls.

In der Diskussion sprach Herr BAUMHAUER.

[1] Vergl. GOLDSCHMIDT, *Zeitschr. Kryst.* 1908, 44, 409.
[2] Vergl. F. ZYNDEL, *Zentralbl. Min.* 1910, 356.

IV. — Herr Prof. A. GOCKEL, Freiburg im Uechtland: **Radioaktivität der Gesteine.**

Bestimmungen der Radioaktivität einiger Simplongesteine ergaben, dass diesen eine verhältnismässig geringe Aktivität zukommt. Diese Abweichung von den STRUTT'schen Messungen veranlasste neue Messungen der Aktivität der Gesteine überhaupt und ein eingehenderes Studium der anzuwendenden Methoden. Für die vergleichenden Messungen wurde die Methode der α-Strahlung gewählt, die Gesteine wurden stets fein gepulvert in einer $^1/_2$ mm starken Schicht angewandt, so dass die Absorption in allen Fällen als gleich gross angesehen werden konnte. Absolute Messungen wurden durch die Bestimmungen der von den aufgelösten Gesteinen entwickelten Emanation ausgeführt. Sie ergaben im allgemeinen bedeutend höhere Werte als die englischen Forscher erhielten.

Die Resultate lassen sich folgendermassen zusammenfassen:

1. Die Eruptivgesteine lassen sich nach ihrer Aktivität in drei Gruppen teilen:

a) Granite, Porphyre, Syenite, Pegmatite und Aplite. Diese sind in der Regel stark aktiv.

b) Die Plagioklasgesteine, Diabase, Andesite, Gabbros. Diese sind ebenso wie die den letzteren vielleicht verwandten krystallinischen Schiefer fast inaktiv.

c) Alle anderen Eruptivgesteine, die von mittlerer Aktivität sind.

2. Die Aktivität der Gesteine der ersten Gruppe schwankt innerhalb sehr weiter Grenzen, bei den von mir untersuchten Proben nämlich im Verhältnis von 1 : 200. Dieses rührt daher, dass in der Hauptsache nur die akzessorischen Mineralien, deren Menge starken Schwankungen unterworfen ist, radioaktive Substanzen enthalten.

3. Von Sedimentgesteinen sind ganz inaktiv die reinen Quarzsande. Die Aktivität der anderen Gesteine schwankt, bleibt aber im Mittel nur $^1/_{10}$ der durchschnittlichen Aktivität der ersten Gruppe. Stärker aktiv ist der Tiefseeschlamm. Steinsalz, Gips, Anhydrit und reine Kalke sind in der Regel fast inaktiv.

4. Eine Reihe von Gesteinen senden auch in ausgeglühtem Zustand eine β-Strahlung aus. Die Durchdringungsfähigkeit derselben wechselt mit dem Gestein. Bei einigen sehr kali-

reichen Gesteinen kann dieselbe von dem Kaligehalt herrühren. In den meisten Fällen aber ist sie viel stärker, als dem Kaligehalt entspricht, manchmal auch viel härter als die Kaliumstrahlung. Da kurzlebige Zerfallsprodukte von Emanation in einem frisch ausgeglühten Gestein in beträchtlicher Menge nicht vorhanden sein können, so ist als Ursache der weichen β-Strahlung, wie sie z. B. von dem Syenitporphyr (Vogesen) ausgeht, wohl die Anwesenheit von Uranium X oder Radium E anzunehmen. Härtere Strahlungen können von Mesothorium 2 herrühren, wie denn überhaupt die Aktivität der meisten Gesteine in der Hauptsache nicht von einem Radium-, sondern von Thoriumgehalt herkommt. Solcher findet sich z. B. in relativ grossen Mengen in dem als Einschlussmineral weit verbreiteten Zirkon und im Orthit.

V. — Herr Dr. F. Nussbaum, Bern, spricht über: **Talbildung im Napfgebiet.** Das Napfgebiet, dessen Umriss durch die Punkte Schangnau, Bantiger, Aarburg und Wolhusen festgelegt werden kann, dürfte hinsichtlich der Talbildung geradezu als ein Modell hingestellt werden. Nach den Untersuchungen von E. Brückner[1], O. Frey[2], F. Antenen[3] und dem Vortragenden[4] ergibt sich, dass sich die Talbildung dieses Gebietes in verschiedenen Perioden abgespielt hat: Es mussten Perioden der Abtragung mit Zeiten der Akkumulation abgewechselt haben.

Die Erscheinungen, die für die Abtragungsvorgänge sprechen, weisen ausschliesslich auf die Wirkungen des fliessenden Wassers hin, und zwar kommen hier sowohl die erodierende Tätigkeit der Flüsse als auch die Wirkungen des flächenhaft abspülenden Wassers in Betracht.

Die erodierende Tätigkeit der Flüsse tritt in zwei Formen auf, einmal als senkrecht wirkende Tiefenerosion und zweitens als wagrecht wirkende laterale Erosion der Flüsse. Als Ergebnis dieser beiden fluviatialen Erosionsvorgänge sind, ausser dem heutigen Talboden, relativ breite, fast horizontale Erosionsterrassen zu betrachten, die sich in zwei Systeme unterscheiden lassen, in ein tieferes und ein höheres.

[1] Die Alpen im Eiszeitalter, S. 471 und 599.

[2] *Neue Denkschriften der allg. schw. Ges. für die ges. Natw.* Bd. XLI, Abh. 2, 1907, S. 426—439.

[3] *Eclogae geol. Helv.* Vol. X, Nr. 6, 1909, S. 772—798 und V. XI, No. 1, 1910. S. 77 ff.

[4] Die Täler der Schweizeralpen, Verlag des Schweiz. Alpin. Museums Bern 1910, S. 10—20.

Besonders deutlich sind die tieferen Terrassen entwickelt, namentlich in den Tälern der Emme, der Ilfis, der Grünen und der Luthern. Ihre Höhe beträgt an der Luthern 40 M., im Emmental 55—60 M. Die Zugehörigkeit zu einem früheren Talboden kann nicht bezweifelt werden. Die höher gelegenen Terrassen befinden sich 120—140 M. über der heutigen Talsohle, und ihre Erscheinung tritt besonders auffallend im Röthenbachtale hervor. Aus dem talabwärts gerichteten, regelmässigen Gefälle darf auf einen ehemaligen, sehr breiten, aber viel älteren Talboden geschlossen werden.

Als Ergebnis der abspülenden Wirkung des Wassers ist die Abböschung und namentlich die Terrassierung der Gehänge, entsprechend dem Wechsel von harten und weichen Schichten aufzufassen. Wir können bald schmälere, bald breitere, meist sanft aufwärts geneigte Terrassen, die den Mergel- und weicheren Sandsteinschichten entsprechen, und die über härteren Nagelfluhbänken liegen, an den Abhängen entlang oft weithin verfolgen. Solche Denudationsterrassen, auf die im Napfgebiet schon L. Rütimeyer aufmerksam gemacht hat, treffen wir in der Regel in der oberen Partie der Talgehänge, über dem Niveau des älteren Talbodens an, während die untere Partie steiler und wenig gegliedert zur Talsohle abfällt; es muss offenbar die obere Partie länger der Abspülung ausgesezt gewesen sein, als die untere.

Als Zeugen der Akkumulationsperioden treten in den Tälern allenthalben mächtige Geröllbildungen auf, die zuerst von F. J. Kaufmann beschrieben worden sind. Es finden sich Schotter in den heutigen Talsohlen, ferner auf der unteren Erosionsterrasse und schliesslich auch in bedeutenderen Höhenlagen an den Gehängen bis 320 M. (Kapf) über der Talsohle.

Die Talsohlenschotter gehören zum grössten Teil der Niederterrasse an, zum kleineren der Hochterrasse, wie O. Frey zuerst erkannt hat. Daraus ergibt sich, dass die Eintiefung der Täler des Napfgebietes bis auf ihr heutiges Niveau vor der Riss-Eiszeit, also in der zweiten Interglacialzeit (Mindel-Riss), stattgefunden haben muss, während die 40 und 55—60 M. hohe Erosionsterrasse älter ist und vermutlich der ersten Interglacialzeit angehört; demnach müssten wir den 120—140 M. hohen, sehr breiten Talboden der Präglacialzeit zuweisen.

Aber auch die höher gelegenen Schotter erweisen sich, wie ich im Gegensatz zu Antenen betonen möchte, als Hochterrasse, da sie mit Gletscherschutt aus der Riss-Eiszeit ver-

knüpft sind. Offenbar handelt es sich hier um lokale Stausee-Ablagerungen am Rande des hochgestauten Aaregletschers während der vorletzten Vergletscherung. Es ergibt sich hinsichtlich der Talbildung folgende Chronologie in der Entwickelung des Napfgebietes:

In der Präglacialzeit fand eine weitgehende Abtragung des Landes statt; letztere bildete zu Beginn der Diluvialzeit eine alternde Erosionslandschaft mit sanft geböschten Höhenzügen und breiten Flusstälern.

Nach der ersten Eiszeit trat — offenbar infolge einer bedeutenden Hebung des Landes — eine Neubelebung der Erosion ein; bis zum Ende der Mindeleiszeit war das Napfgebiet in eine reife Erosionslandschaft umgewandelt. Darauf folgte ein letztes beträchtliches Einschneiden der Flüsse um 40—60 M., und vor Eintritt der Riss-Eiszeit besassen die Täler ihre heutigen, ausgeglichenen Gefällskurven.

Während der Riss-Eiszeit war das Napfgebiet zeitweise von mächtigen Eismassen bedeckt, an deren Rand vielerorts Schotter in lokalen Stauseen abgelagert wurden. In der Würm-Eiszeit fand eine Verbauung der Emme bei Burgdorf statt, und von dem Aaregletscher her wurden durch Schmelzbäche mächtige Schottermassen in die westlichen Emmentäler verfrachtet.

Der Formenschatz des Napfgebietes stammt also zum grössten Teil aus früherer Zeit, als wie BRÜCKNER angenommen hatte.

In der Diskussion ergriff Herr AEBERHARDT das Wort.

VI. — Herr Prof. Dr. H. SCHARDT, Neuchâtel: **Ueber Färbungsversuche mit Fluoresceïn an unterirdischen Wässern.** Solche Versuche sind nun schon zu hunderten ausgeführt worden. Sie bezwecken meist die Beweislieferung des vermutlichen Zusammenhangs zwischen Dolinenabflüssen und mehr oder weniger weit davon enfernt ausfliessenden Quellen. Da von allen Farbstoffen das Fluoresceïn der empfindlichste ist, so sind auch in den meisten Fällen die Resultate befriedigend ausgefallen, d. h. der Beweis erbracht worden, dass das an der Oberfläche versiegende Wasser wirklich, nach mehr oder weniger langem unterirdischen Lauf, durch diese oder jene Quelle, wieder an die Oberfläche tritt, wobei gewöhnlich auch in Erwägung gezogen wurde, wie viel Zeit zum Durchfluss nötig gewesen sei, und daraus die Durchflussgeschwindigkeit abgeleitet wurde. Es ist aber zumeist offenbar, dass solche Quellen ausser dem Oberflächenwasser

noch andere eigentliche unterirdische Wässer zutage fördern, dass dieselben also nicht, wie man es gerne anzunehmen geneigt ist, einfache Resurgenzquellen sind. Quellen letzterer Art gibt es allerdings, aber sie sind sehr selten ausschliessliche Resurgenzen, so z B. die Quelle der Orbe bei Vallorbe, die Quellen, durch welche sich die zahlreichen Trichterseen ohne oberirdischen Ablauf entleeren. Je näher die Quelle der Abflussstelle liegt, um so ausschliesslicher ist dann ihre Eigenschaft als Resurgenz. Sobald aber die durch einen unterirdischen Abfluss eines Tagewassers beeinflusste Quelle sehr weit entfernt liegt, so mengt sich naturgemäss noch normales Sickerwasser, sog. vadoses Wasser hinzu. Es ist somit nicht nur sehr interessant, sondern sogar geboten, die Menge des vom oberirdischen Lauf stammenden Wassers zu bestimmen, um so mehr, wenn z. B. dieser letztere nur zum Teil unterirdisch abfliesst. Dieses Verhältnis kann herausgefunden werden durch Bestimmung des Quantums des durch die Quelle an den Tag geförderten Farbstoffs, wobei natürlich genaue Messung der Wassermenge derselben notwendig ist. Ebenso muss auch der oberirdische Wasserlauf genau gemessen werden. Durch Anwendung einer Fluorescenzskala, bestehend in einer Reihe mit titrierter Fluoresceïnlösung gefüllten Röhren, lässt sich der Gehalt durch Vergleich mit der Fluorescenz der betreffenden Wässer in abgerundeten Zahlen leicht bestimmen.

Einen der ersten derartigen Versuche habe ich an den kalten Quellen der Südseite des Simplontunnels bewerkstelligt und daraus abgeleitet, wieviel Wasser von dem Wildbach Cairasca den im Tunnel entspringenden Quellen zufliesse.

Noch interressanter ist es, solche Versuche an derselben Quelle zu wiederholen und zwar zu verschiedenen Jahreszeiten. Es stellt sich dabei heraus, dass nicht nur die Durchflussgeschwindigkeit, wie voraussichtlich, mit der Wassermenge, sowohl der Quellen, als auch des oberirdischen Zuflusses bedeutend wechselt; sondern dass das gegenseitige Verhältnis beider Wässer ebenfalls, je nach den Umständen, ein ganz verschiedenes sein kann. Selbstverständlich kompliziert sich das Problem ausserordentlich, wenn derselbe oberirdische Abfluss eine ganze Reihe von Quellen beeinflusst, wie dies bei den Quellen im Simplontunnel der Fall war, oder wenn dieselbe Quelle von mehreren oberirdischen Zuflüssen gespiesen wird, ähnlich der Stromquelle der Areuse im Val de Travers. Zu solchen Bestimmungen ist es unentbehrlich, von den Quellen während der ganzen Färbungszeit

Wassermuster zu schöpfen zu den fluoremetrischen Bestimmungen und die Intensität und Dauer der Färbung graphisch als Kurve darzustellen, um hieraus die mittlere Färbung zu ermitteln. Um dann das Wasserquantum des oberirdischen Zuflusses zu bestimmen, muss man annehmen, derselbe sei während derselben Zeit, welche der mittleren Färbungsdauer der Quelle entspricht, ebenfalls gleichmässig gefärbt gewesen und zwar mit der ganzen verwendeten Farbmenge. Es ist leicht ersichtlich, wie sich hieraus die gegenseitige Wassermenge berechnen lässt.

Ich erinnere in dieser Hinsicht an die Versuche, welche ich 1898 und 1899 an den Quellen des Mont de Chamblon ausgeführt habe[1]. Dieselben haben gezeigt, dass der Durchfluss von Baulmes bis Chamblon (4 Km.) bei Mittelwasser 40 Stunden, bei Niederwasser hingegen 150 Stunden in Anspruch nehme. Ein neuerdings gemachter Versuch, mit fluoremetrischen Bestimmungen, hat ergeben, dass bei Hochwasser dazu nur 26 Stunden notwendig seien. Dabei ist noch hervorzuheben, dass die ersten leichten Spuren schon nach 22 Stunden sich gezeigt haben. Das Erscheinen der intensivsten, von blossem Auge sichtbaren Fluorescenz gibt somit nicht gleich die wirkliche Durchflusszeit. Die Bestimmung derselben hängt von der Empfindlichkeit des zur Verwendung kommenden Fluorescops ab, worüber ich hier nicht in nähere Erörterungen eintreten kann. Bei dieser Gelegenheit ist es mir möglich geworden, das beziehungsweise Quantum des oberirdischen Zuflusses zu jeder der drei Quellgruppen, mit 16 teilweise ganz verschieden beeinflussten Quellen, zu bestimmen.

Da der oberflächliche Zufluss ein ziemlich stark gelb gefärbtes Torfwasser ist, bin ich auf den Gedanken gekommen, auch diese Eigenschaft zuhilfe zu nehmen. Ich habe zwei Methoden eingeschlagen, welche sich gleich bewährt haben, und deren jede das Resultat mit Fluoresceïn sozusagen vollständig bestätigt hat. Man kann entweder von dem Zuflusswasser titrierte Verdünnungen machen und dieselben mit dem Wasser der zu untersuchenden Quellen colorimetrisch vergleichen; oder auch man macht titrierte Lösungen von Ulmin, wozu ich getrocknetes Kasselererdeextrakt verwendet habe. Dabei kann noch die Färbungsintensität des Zuflusswassers numerisch ausgedrückt werden. Solche Versuche können natürlich

[1] *Bull. Soc. Neuch. Sc. nat.*, t. XXVI, S. 211 und *Eclogae geol. helv.*, t. VI, S. 152.

erst dann mit Sicherheit durchgeführt werden, wenn die Beziehung zwischen oberirdischem Zufluss und Quelle mit Fluoresceïn ein und für alle mal festgestellt ist; dann muss noch beständiges Wetter herrschen, damit die Intensität der Färbung des Zuflusses sich so gleichmässig wie möglich auf die Ausflüsse verteilt. Diese Methode ist auf alle Dolinenabflüsse von Torfwässern anwendbar, insofern obiger Vorbehalt erfüllt ist. Sie bietet den Vorteil einer ausserordentlichen Einfachheit der Operationen, da nur eine Beobachtungsserie notwendig ist und sie sozusagen zu jeder Zeit ausgeführt werden kann, sobald die Färbung als gleichmässig angenommen werden kann.

Bei Stromquellen, welche aus zerklüftetem Kalk austreten und somit keine Filtration voraussetzen, dauert die Färbung mit Fluoresceïn meistens sehr kurze Zeit, einige Stunden bis etliche Tage, die intensive Färbung noch weniger ; bei derselben Quelle natürlich um so weniger lang, als die Wassermenge gross ist, wobei auch die Grösse der unterirdischen, vom Quellstrom durchflossenen Hohlräume massgebend ist. Je grösser dieselben sind, um so schwächer und länger andauernd ist die Färbung. Es gibt Quellen, welche durch Färbungsversuche nie beeinflusst worden sind, obwohl ihr Zusammenhang mit bestimmten oberflächlichen Zuflüssen kaum in Zweifel gesetzt werden kann. Ob wohl die grosse unterirdische Wasseranhäufung daran schuld ist?

Ganz anders verhalten sich die Sachen, wenn es sich um Quellen handelt, welche ausschliesslich durch gut filtrierende Schichten gespiesen werden, durch welche auch die oberflächlichen Zuflüsse hindurchsickern müssen. Hier tritt die Färbung, auch bei Verwendung von verhältnismässig grossen Mengen von Farbstoff, nur sehr schwach auf, so dass ohne Anwendung eines empfindlichen Fluorescops das Resultat als negativ bezeichnet werden müsste. Als Beispiel kann folgender Fall gelten, welcher wohl das äusserste darstellt, was in dieser Hinsicht bis jetzt vorgekommen ist: Eine in Sand- und Schuttboden gefasste Quelle von etwa 100 Minutenliter wurde in einem Abstand von 110 M. und etwa 50 M. höher durch einen Schacht abgegraben, an der Stelle, wo das Wasser in einem anstossenden Grundstück aus dem Felsboden austrat. Eine Messung ergab, dass das Wasserquantum etwa dem der unten gefassten Quelle gleich war. Temperatur und Härtegrad waren dieselben. In den Schacht wurden 200 Gr. Fluoresceïn versenkt, also genügend, um 40,000 m^3 Wasser noch von blossem Auge sichtbar zu färben. Die Färbung an

der Quelle wurde nie von Auge sichtbar; unter gewöhnlichen Umständen hätte der Versuch als negativ gegolten. Die fluorescopische Beobachtung hat hingegen ergeben, dass 9 Stunden nach der Versenkung des Fluoresceïns die betreffende Quelle reagierte, aber sehr schwach. Nach 16 Stunden war die Färbung etwas stärker, aber auch nur fluorescopisch sichtbar. Hierauf blieb dieselbe konstant mit etwa 1 Gr. auf 300 m^3 Wasser, und dauerte so mehrere Monate an, was durch tägliche Beobachtung festgestellt wurde. Nach beinahe 4 Monaten ergab die fluoremetrische Berechnung, dass etwa die Hälfte der Farbe zur Quelle herausgeflossen war ! Langsam, Monate andauernd, nahm nun die Färbung ab und dauerte aber noch ein volles Jahr mit deutlich konstatierbarer Fluorescenz. Die letzten Spuren wurden erst 18 Monate nach Anfang des Experiments beobachtet. Die zweite Hälfte des Farbstoffs ist somit erst nach 14 Monaten vollständig ausgeschieden worden. Solche Ergebnisse sind mir bei ähnlichen Bedingungen noch mehrmals vorgekommen. Sie zeigen, wie bedeutend der Einfluss filtrierender Medien auf die unterirdische Wasserzirkulation ist und wie langsam sich die zu imprägnierende Wassermenge in einem solchen Filtriermittel erneut.

Durch einen andern Färbungsversuch ist ebenfalls erwiesen worden, dass mehrere übereinanderliegende, scheinbar unabhängige Quellhorizonte, welche verschieden temperierte und chemisch verschiedene Wässer lieferten, eben doch in Verbindung mit einander sind.

In der Diskussion sprachen die Herren SCHUMACHER und HINDEN.

VII. — M. le Dr E. FLEURY fait à propos du **Tertiaire du vallon de Soulce** la communication suivante :

Soulce est situé au centre d'un petit vallon resserré, qui longe au sud la partie occidentale du val de Delémont pour se terminer presque brusquement à l'ouest d'Undervelier. Ce vallon fait partie de la grande synclinale déterminée par les deux grands plissements irrégulièrement démantelés de Saulcy-Vellerat au N et du Raimeux au S, dont les rapprochements réciproques provoquent la sériation des cuvettes allongées en forme de fond de bateau, avec, au centre, un remplissage tertiaire reposant sur un substratum jurassique, qui apparaît relevé et formant bordure sur les flancs des anticlinaux.

A Soulce, la morphologie générale du vallon est classique: la bordure jurassique du pourtour présente des interruptions,

des échancrures occupées par des combes, par des cols (chenal de Soulce) ou même par des cluses (Undervelier), tandis que dans les parties basses, la topographie est modifiée par l'accumulation de débris au bas des pentes, par le dépôt d'alluvions récentes et par la formation de tuf sur plusieurs points.

Les dépôts tertiaires de Soulce rappellent beaucoup ceux du val de Delémont. Le Sidérolithique avec ses bols et ses bohnerz est à la base : il n'est pas exploité, mais, à en juger par les nombreux tas de scories que l'on retrouve sur les montagnes, en pleine forêt, vers Soulce et vers Undervelier, il est évident que nos ancêtres, à une époque fort reculée sans doute, ont su tirer parti des minerais de la région. Sur les bords du vallon, le Sidérolithique est très remanié : ses matériaux passent souvent soit à une véritable gompholithe avec galets jurassiques, pisolithes ferrugineuses et ciment calcaire très dur, soit aussi à une sorte de grès, sans pisolithes, mais riche en débris de fragments très petits de fer roulé ou tout au moins altéré. Ces formations, qui sont visibles sur de nombreux points dans la région de Soulce, ont pour équivalents dans le val de Delémont, au sud-ouest de Courfaivre notamment, les calcaires et les gompholithes à pisolithes de la grotte de la Madeleine. Les calcaires jurassiques, qui ont subi le contact des matériaux sidérolithiques, sont très corrodés, souvent fortement rubéfiés : sur plusieurs points et même à une altitude assez élevée (haut du chenal de Soulce) par suite d'altération profonde, ils présentent de nombreux remplissages silico-alumineux, autour desquels le passage de la roche-mère au produit altéré est nettement visible.

Au-dessus du Sidérolithique, se trouvent les diverses assises tongriennes et aquitaniennes déjà décrites par le Dr J. B. Greppin et rattachées par le Dr L. Rollier aux différents niveaux oligocènes connus dans le Jura bernois sous les noms de *marno-calcaires inférieurs*, *molasse alsacienne*, *calcaires délémontiens*. La construction d'une route entre Courfaivre et Soulce a mis à jour, au N-W de cette dernière localité, un affleurement de terrains jusqu'ici inconnus dans le vallon, qui de prime abord rappelle beaucoup la coupe relevée à Oberdorf (Soleure) à la sortie sud du tunnel du Weissenstein.

A Soulce, la coupe est la suivante :

Calcaire morcelé, brisé, mélangé à la marne, reposant sur le Sidérolithique (ou sa gompholithe).

Calcaire en plaques, brisé, riche en débris végétaux, en moulages de mollusques, en restes de vertébrés, 0m95.

Calcaire feuilleté, jaune, avec débris de plantes, 0m15.

Calcaire compact, blanc, crayeux, tendre, 0m80.

Marnes noires avec minces bancs calcaires, charbon feuilleté intercalés et superposés, 1m30.

Marnes grises compactes, avec de rares débris végétaux, 1m40.

Sables molassiques et éboulis, etc.

Les mollusques sont très abondants, mais le plus souvent écrasés ou réduits à de simples moulages. M. Rollier a cru pouvoir y reconnaître *Helix* (Coryda) *rugulosa*, var. Mart., *Planorbis cornu* Brg., *Segmentina declivis* Brown, qui établiraient un certain parallélisme entre les marnes de Soulce et celles des bords de la Birse, au N, de Courrendlin.

Les vertébrés y sont représentés par des poissons, des batraciens (grenouilles), quelques ossements et des dents. M. le Dr Stehlin, qui a bien voulu étudier cette faune, a pu caractériser une molaire de *Palaeochoeridé*, un os brisé d'*Anthracotherium* ou de *Rhinoceros?* et surtout une macboire de *Cryptomeryx Gaudryi*, forme découverte dans les phosphorites du Quercy.

Les restes de plantes sont en mauvais état : il y a sans doute des tiges de characées, mais les graines sont difficiles à reconnaître. Les petits mollusques représentés par des moulages creux donnent par reproduction des formes voisines des *Hydrobies*, mais l'absence d'opercules rend leur détermination très délicate.

D'après ces indications, on pourrait rapprocher les marnes de Soulce de celles de Courrendlin. Elles sont cependant probablement un peu plus anciennes et il semble que leur place soit plutôt au-dessous des marnes à *Ostrea cyathula*. Le *Cryptomeryx Gaudryi* est connu depuis le *Bartonien* au *Stampien supérieur*, il n'est donc pas caractéristique à lui seul, mais la forme archaïque de l'exemplaire de Soulce, permettrait d'après M. Stehlin de le rapporter au *Stampien inférieur* ou même au *Sannoisien supérieur*.

Une autre particularité intéressante à mentionner ici, c'est la présence au N-W de Soulce, comme au S-W de Cour faivre, de puissants dépôts de tufs récents, ce qui semble indiquer une masse d'eau profonde encaissée dans la montagne de Vellerat et dont l'écoulement normal s'effectue par le ruisseau de la grotte de la Madeleine du côté de Courfaivre et par les sources du pâturage de Chenal ou de la Boiraterie du côté de Soulce. La formation des brèches à éléments

éboulés, si fréquentes tant à Soulce qu'à Courfaivre, s'expliquerait par ces mêmes eaux.

VIII. — Herr Prof. Dr. W. PAULCKE, Karlsruhe, berichtete über: **Neue geologische Beobachtungen in den Alpen** unter Vorweisung der entsprechenden Handstücke und Fossilien.

a) Die erste Mitteilung betraf die ersten Funde anstehenden *Nephrits* in den Alpen. Gelegentlich einer Exkursion, welche der Referent in das Gebiet des Antirhätikon führte, war die Sprache auch auf die Wahrscheinlichkeit von Nephritvorkommnissen in der Rhätischen Decke gekommen. E. KALKOWSKY hatte anstehenden Nephrit im ligurischen Apennin entdeckt; er vertritt die Ansicht, dass der Nephrit dort gangartig auftrete und an Verwerfungen gebunden sei; dynamische Vorgänge sind nach ihm für die Nephritisierung verantwortlich zu machen. G. STEINMANN war nach seinen Befunden im gleichen Gebiet zu der Ansicht gekommen, dass der Nephrit aus Ganggesteinen eines Gabbroiden-Magmas, welches Peridotite durchsetzt habe, entstanden sei. Bei der Serpentinisierung der Peridotite seien durch die Volumzunahme derselben und den dadurch entstehenden Druck die betr. Ganggesteine in Nephrit verwandelt worden (Oedemmetamorphose). O. WELTER[1] hatte im Sommer 1910 unter den nach G. STEINMANN vorauszusetzenden Verhältnissen Nephrit im Harz gefunden, und der Referent versprach die Exkursion an die Stellen des Antirhätikon zu führen, an denen nach den erwähnten Voraussetzungen Nephrit zu erwarten war. Bei der Begehung des Gebietes der Alp Id führte der Referent die Exkursion in die Gegend, wo Serpentin in der Nähe von Gabbro ansteht, und hier fand O. WELTER den ersten, in einem Gang anstehenden alpinen Nephrit. 5 Tage später beging Referent allein den Grat Flimspitz-Greitspitz, wo etwa 8 Nephritgänge den Serpentin durchsetzen.

Da die Rhätische Decke sehr stark gestört ist, wird es in den Alpen schwer zu entscheiden sein, ob Oedemmetamorphose oder dynamische Vorgänge die letzte Ursache des Nephritisierungsvorganges sind.

Mit diesen Nephritfunden fällt endgültig die alte, besonders von F. KELLER, FELLENBERG und H. FISCHER vertretene

[1] Vergl. O. WELTER, Ueber anstehenden Nephrit in den Alpen und W. PAULCKE: Alpiner Nephrit und Nephritfrage. *Verh. d. Naturwissenschaftlichen Vereins Karlsruhe.* Bd. 23. 1910.

Ansicht vom Import des Nephrites aus Asien zur Zeit des Neolithikums. Auch die Annahme von Handelsbeziehungen der Pfahlbauer nach näher gelegenen Gegenden mit anstehendem Nephrit ist unnötig. Der Gletschertransport hatte den Nephrit in die Gebiete der Pfahlbau-Ansiedelungen gebracht, wo der Pfahlbauer das schöne, zähe Material mit scharfem Auge erkannte und aus dem Moränenmaterial heraussuchte.

b) Die zweite Mitteilung betraf den Fund von **Fossilien im Rötidolomit**[1] von Innertkirchen, wo der Referent mit seinen Studenten eine kleine, recht ordentlich erhaltene Fauna herausklopfte. *Nucula cfr. gregaria*, *Anoplophora Sp.*, *Gervillia*, *Myophoria cfr. vulgaris* stellen das Alter der Schichten als Muschelkalk sicher. Dadurch ist vom Referenten der Nachweis erbracht, dass das germanische Triasmeer auch bis in dieses Gebiet der helvetischen Zwischenbildungen reichte ; damit fällt endgültig die Ansicht von einem (« vindelicischen ») « Randgebirge », welches unter dem Schweizer Molasseland versunken liegen sollte, und mit den exotischen Gebieten der Klippen der Freiburger Alpen etc. in Beziehung gebracht wurde. Es wird eine weitere Stütze für die Annahme eines aus Süden erfolgten Transportes dieser ostalpine Facies der Trias enthaltenden tektonisch höher und z. T. nördlicher liegenden Massen beigebracht. Die Ansicht verschiedener Autoren, dass der Rötidolomit Perm sei, ist selbstverständlich durch diesen Befund widerlegt.

c) Die dritte Mitteilung betraf den erstmaligen **Nachweis sicheren Teritiärs in den Bündnerschiefern** des Antirhätikon durch den Referenten und die Aufstellung eines Bündnerdeckenkomplexes[2], dessen oberste mit der Niesenflyschregion gleichgesetzt wurde.

Referent hatte in einer, gewissen Breccien der Niesenregion durchaus gleichenden Flyschbreccie des Piz Roz im Antirhätikon einen zweifellosen Orbitoides (Orthophragmina) nach langem Suchen entdeckt[3], damit wird das Alter dieser Bündnerschiefer als Alttertiär zum erstenmal einwandfrei fixiert ;

[1] Vergl. W. Paulcke, Fossilienführender « Rötidolomit ». *Zentralblatt f. Mineralogie* etc. 1910.

[2] Vergl. W. Paulcke, Tertiär im Antirhätikon und die Beziehungen der Bündnerdecke zur Niesenflyschdecke und der helvetischen Region. *Zentralbl. f. Mineralogie* etc. 1910, S. 540—548.

[3] W. Paulcke, Beitrag zur Geologie des « Unterengadiner Fensters ». *Verhandl. d. Naturwissenschaftl. Vereins*. Karlsruhe 1910. Bd. 23. i. sp. S. 38, 46/47.

den Kreideanteil hatte Referent schon früher nachgewiesen. Vergleiche der Rozbreccie mit Niesenflyschbreccien, sowie die Uebereinstimmung einer von Fr. Jaccard in der Niesenregion entdeckten Breccie mit Urgoaptienkomponenten vom Typus der Bündnerkreide mit gleichen Breccien im Antirhätikon, sowie tektonische Ueberlegungen führten den Referenten zur Ueberzeugung, dass hier ein weit durchgehendes tektonisches Element vorliegt, eine Decke, für die er den Namen Bündnerdecke vorschlägt. Diese Bezeichnung empfiehlt sich deshalb : erstens weil diese Facies typisch für grosse Bündnergebiete ist : Antirhätikon-Rhätikon-Prätigau, und weil zweitens damit ausgedrückt wird, dass auch die Bündnerschieferfacies mit am Aufbau der nordalpinen exotischen Gebiete in Deckenform teilnimmt, was zum erstenmal vom Referenten ausgesprochen worden ist, und wofür er schwerwiegendes Beweismaterial in Gestalt stratigraphischer Befunde, wie tektonischer Tatsachen und Ueberlegungen beibringt. — Die Annahme der Existenz weiterer Bündnerdecken wird kurz erwähnt.

In der Diskussion sprachen die Herren Arbenz, Baltzer, Buxtorf, Grubenmann und Schardt.

IX. — Herr Prof. A. Baltzer, Bern, bespricht *a*) an der Hand von Projektionen **die intrusive Granit(Protogin)zone des westlichen Aarmassivs** und formuliert in etwelcher Abweichung von seinen früheren bezüglichen Arbeiten [1] seine jetzigen Ansichten wie folgt :

Der zentrale Granit des Aarmassivs ist genetisch einheitlich (womit zeitlich absolut einheitliche Entstehung nicht notwendig verbunden zu sein braucht). Dagegen herrscht die grösste Mannigfaltigkeit in der tektonischen Erscheinungsform.

Dieselbe ist :

a) Domförmig mit auf dem Scheitel erhaltener Schieferhülle, Scheitel- und Flankenapophysen. (Aletschhorn.)

b) Stockförmig, mit stark verschiedenem, unregelmässigem Querschnitt. Kappe mehr oder weniger erhalten. Im übrigen wie *a*) (Grünhornlücke).

c) Wie *a*), aber Kappe denudiert, nach unten sich meist verbreiternd, selten sich um etwas Weniges verschmälernd

[1] *Comptes Rendus IX. Congrès géolog. internat. de Vienne* 1904 und *Neues Jahrbuch*, Beilagebd. XVI.

(etmolithisch im Sinn SALOMONS). (Bietschhorn und Nesthorn.)

d) Im zentralen und Ostteil des Aarmassivs tritt mehr oder weniger der Lagertypus auf, wobei gneissige und granitische Partien, regelmässig und gut gegeneinander abgegrenzt, wechseln, dagegen Gänge und Apophysen in die Schieferhülle stark zurücktreten.

Auf Grund dieser tektonischen Mannigfaligkeit schlägt der Vortragende vor, solche und ähnliche Vorkommnisse (Gotthardmassiv, Gasterenmassiv mit seiner mutmasslichen Fortsetzung nach Osten) als multiforme Intrusivmassen zu bezeichnen im Gegensatz zu den tektonisch einfachen Bildungen.

Den Ausdruck Lakkolith (im weiteren Sinn) für dieselben zieht er zurück, weil er besser auf Intrusivmassen mit annähernd horizontaler, ebener Unterlage von der bekannten brotlaibartigen oder planconvexen Form beschränkt wird und der Begriff durch Ausdehnung nur an Schärfe verliert. Bei uns wurde die Basis dieser Massen nirgends aufgeschlossen beobachtet. Die Bezeichnung Stock passt weder für *a*) noch für *c*) und *d*) und wäre auf diskordant durchbrechende Intrusivmassen von sehr verschiedenem Querschnitt zu beschränken.

Im übrigen werden noch folgende Punkte betont: Die multiformen Intrusivmassen des Aarmassivs und verwandter Massive haben ihren Raum nicht durch « Aufschmelzung » geschaffen, da die Grenze gegen die Schieferhülle im allgemeinen scharf ist, Resorptionen nicht oder nur lokal beobachtet wurden und die chemische Zusammensetzung des Granits, soweit bekannt, sich nicht ändert; demnach erscheint mir die in verschiedenem Sinn gebrauchte Bezeichnung Batholit weniger anwendbar. Eindringen in durch Abstau entstandene Hohlräume ist möglich und schliesst Injektion ins Nebengestein unter Druck nicht aus.

Schollenkontakte (Schiefer- und Amphibolitschollen) sind sehr beträchtlich, dagegen scheinen Kontaktmetamorphosen im Aarmassiv gering entwickelt zu sein.

Injektion des Granites in die Schiefer, Blatt für Blatt, ist im Aarmassiv nicht beobachtet; die Granitgänge sind kurz und biegen am Ende zuweilen in die Schiefer ein, welch letztere sich daselbst auch an jene anschmiegen (Fusshorngang).

Dass die Schieferhülle diskordant zur Peripherie des Granits geschichtet ist, beruht auf Schub von Süden, der auch

entsprechende Schleppung erzeugte (Aletschhorn), und ist nun im Lichte der Deckentheorie viel verständlicher.

Was das Alter der Schieferhülle anlangt, muss festgestellt werden, dass niemand strikte Beweise für ihr Alter beibringen konnte ; sie kann paläozoisch, algonkisch, archäisch sein und enthält in sich selbst noch andere intrusive Komponenten. Die Granitintrusion kann paläozoisch sein, jedenfalls nicht jünger, da niemals Gänge in Rötidolomit (Trias nach PAULCKE) oder jüngere Sedimente beobachtet wurden. In Suiten des carbonischen Konglomerates von Outrerhône fand ich allerdings auch bis jetzt keinen typischen Protogin, sondern nur die Gesteine der angrenzenden Gneisszone des Rhonetales nebst einigen dem Gasterengranit ganz ähnlichen Geröllen.

Resumé :

Das Aarmassiv ist nach dem jetzigen Stand der Kenntnisse und Annahmen autochthon, unvollkommen fächerförmig, von ellipsoïdischer Gestalt, und im allgemeinen zonaler Anordnung. Granit drang prätriasisch in alte Schiefer ein. Diese granitische Intrusionszone ist tektonisch ausserordentlich mannigfaltig, multiform ausgebildet, dürfte aber doch genetisch einheitlich sein. Charakteristisch sind die beidseitigen grossartigen, die verschiedene Intensität der Druckkräfte wiederspiegelnden Verfaltungen mit den Sedimenten und die durch Druck von Süden her längs Ueberschiebungsflächen erzeugten mechanischen Diskordanzen zwischen Granit und alter Schieferdecke. Diese Erscheinungen traten hauptsächlich bei der tertiären Hauptfaltung ein, der eine alte paläozoische Faltung vorarbeitete.

b) Der Vortragende zeigt sodann eine Serie von Projektionsbildern vor, die sich auf die **Tektonik der Faulhorn- und Männlichengruppe** zwischen Brienzersee und Jungfrau beziehen. Die Aufnahmen geschahen durch Herrn Dr. SEEBER selbst oder unter seiner Leitung. Das helvetische Deckgebirge ist hier besonders schön und klar aufgeschlossen und erlaubte Herrn SEEBER tektonische und stratigraphische Detailsstudien zu machen, die von ihm in seiner demnächst erscheinenden Doktordissertation publiziert werden.

c) Der Vortragende berichtet über ihm von Cand. BEHMER gütigst mitgeteilte **Einschlüsse von Harz in sandigem Kalkstein,** anscheinend Flysch. Dieselben stammen nach BEHMERS Angabe aus den Freiburgischen Voralpen zwischen Plaffeyen

und Schwarzsee. Dieses Harz bildet eckige, kleinere und grössere Brocken im Flysch.

Es wurde im pharmaceutischen Laboratorium von Prof. TSCHIRCH, unter der Leitung dieses erfahrenen Harzkenners von Frl. ERIKSSON untersucht, und als nicht identisch mit echtem baltischen Bernstein (Succinit) erkannt. Bei der trockenen Destillation, Ausziehen des Rohsublimats mit heissem Wasser, Filtrieren und freiwilliger Verdunstung wurden nicht die Formen der Bernsteinsäure, wie sie Succinit bei gleicher Behandlung liefert, beobachtet. Auch die Löslichkeit des Harzes ist verschieden: In Chloroform z. B. ist es fast ganz löslich, in Alkohol und Aether zu 30—40 %. Mit Kali destilliert ist Borneolgeruch nicht zu bemerken. Die Lösung, die man nach Kochen mit Kali erhält, gibt, mit Salzsäure angesäuert, nur einen geringen Niederschlag, das Harz enthält also nur geringe Mengen von Harzsäure. Der Schmelzpunkt liegt viel niedriger als bei Succinit, das Harz schmilzt schon bei 275°—279°.

Bekanntlich gibt es ausser dem Succinit noch andere auch als « Bernstein » bezeichnete Harze wie Gedanit, Glessit etc.; ferner kommt der im Flysch bei Allinges in Savoyen gefundene Allingit in Betracht. (Vergl. ARSENG: Ueber den Succinit. *Archiv der Pharmacie* Bd. 9, S. 232 Heft 1894.

Ob das vorliegende Harz mit einem der genannten oder anderen Harzen identisch ist, soll womöglich die weitere Untersuchung feststellen, ferner wären vom Vortragenden Proben des Allingits oder des Freiburgischen Harzes mit Coniferennadeln sehr erwünscht, deren Untersuchung er dann veranlassen würde.

X. — M. le Dr WIL. S. BRUCE, Edimbourg, fait une communication sur la **Continuité du Continent Antarctique** entre Enderby-Land, Coats-Land et Graham-Land et sur l'existence de Morells-Land (New South Greenland).

L'auteur commence par rappeler un article qu'il a publié dans le numéro d'aout 1905 du *Scottisch geographical Magazine* et qui contient une carte indiquant la ligne de côte du Continent antarctique entre Enderby-Land et Graham-Land, telle qu'on pouvait l'établir alors. Il montre ensuite que les contours indiqués sur cette carte pour cette partie du Continent antarctique se trouvent confirmés aussi bien par l'examen des données rapportées déjà à une époque ancienne par MORRELL, BISCOE et ROSS, que par les observations plus récentes faites

par M. R. C. Mossmann et d'autres sous les auspices du gouvernement de la République argentine entre 1904 et 1910.

Le territoire dont Biscoe a constaté l'existence apparaît comme beaucoup plus étendu qu'aucune carte ne le figure, se continuant presque certainement de la longitude 12° 22' E à la longitude 52° E. Il y a d'autre part tout lieu de croire que les terres signalées par Morrell entre les latitudes de 65° S et 70° S et vers la longitude 47° W existent bien réellement, d'autant plus que les deux expéditions de Ross, sur l'Erebus et la Terror, ont signalé toutes deux indépendamment des terres vers la longitude 47° W et la longitude 65° S.

Tous les explorateurs de ces régions y ont constaté l'abondance des oiseaux, signe d'un rivage rapproché ; M. Bruce lui-même à vérifié le fait dans les parages de Coasts-Land au moment de la saison des amours, alors que les oiseaux ne devaient certainement pas s'éloigner beaucoup de leurs nids.

D'autre part, ces mêmes explorateurs ont tous rencontré dans ces paragas, à l'exception de Weddel et Morrell, des glaces compactes formées contre des terres. En outre, les sondages effectués par la Scotia et la Waldivia indiquent tous une ligne de côte vers le S et vers l'W, et ces observations concordent avec les constatations faites sur les sédiments marins, qui impliquent la présence d'un continent à proximité.

Enfin, les observations météorologiques faites pas l'expédition antarctique écossaise en 1902, 1903 et 1904 dans la Scotia Bay et dans les South Orkneys, ainsi que celles faites dans la Scotia Bay par l'expédition argentine entre 1904 et 1910 indiquent la présence d'un continent à proximité du point où Morell a fixé l'emplacement de New South Greenland.

XI. — Herr Dr. A. Buxtorf Basel :

a) **Oberflächengestaltung und geologische Geschichte des nordschweizerischen Tafeljura.**

Die ursprüngliche Anlage der Taleljurahochfläche ist entstanden bei der Transgression des mittelmiocänen, helvetischen Meeres, dessen nördlichste Spuren wir heute aus der Gegend von Fischingen und Hammerstein bei Kandern (Grossh. Baden) kennen (Funde von marinen mittelmiocänen Säugetieren und Haifischzähnen durch M. Mieg und H. G. Stehlin). Diese alte miocäne Abrasionsfläche ist bis heute da erhalten geblieben, wo sie in harte Kalke zu liegen kam

(Hauptrogenstein und Malmkalke). So fällt z. B. die Hochfläche der Hauptrogensteinberge nördlich Gelterkinden genau in die nördliche Verlängerung der Abrasionsfläche, die sich aus der Verteilung der marinen miocänen Sedimente auf dem Tafeljura südlich Gelterkinden und Sissach rekonstruieren lässt. Ausgehend vom Gebiete des Siegfriedblattes Gelterkinden sehen wir, dass sowohl gegen Süden als auch gegen Osten zu das Mittelmiocän auf immer jüngeren Schichten aufruht: Die Neigung der Abrasionsfläche gegen Süden und Osten zu ist flacher als das gleichsinnige Einfallen der Schichten. Es darf daraus wohl der Schluss gezogen werden, dass die Aufrichtung der Schichten des Tafeljura zu flachem Süd-, bezw. Südostfallen dem Ueberfluten des Miocänmeeres voranging. Die gleichförmige Neigung der Abrasionsfläche nach Süden zu zeigt aber, dass wahrscheinlich auch nachher noch gleichartige Krustenbewegungen statthatten.

Besonders schön erhalten ist die miocäne Abrasionsfläche im Kartengebiet Gelterkinden. Die hier vorhandenen alt- oder vormiocänen Verwerfungen haben seit Ablagerung des Mittelmiocäns keine weitern Verschiebungen mehr verursacht. Westlich, südlich und östlich liegen die Verhältnisse anders; es machen sich längs alten und jungen Brüchen Störungen geltend, die wir auf den Einfluss des Kettenjura zurückführen müssen. Aus dem Vergleich der Lage der Abrasionsfläche in Gebieten, welche in genannter Weise durch den Kettenjura beeinflusst worden sind und solchen, welche diesen Einflüssen nicht unterworfen waren, liesse sich das Ausmass und die Bedeutung dieser jüngern Störungen ermitteln. Leider ist uns dies heute kaum mehr möglich, da nur in ganz beschränkten Gebieten Reste der miocänen Abrasionsfläche erhalten geblieben sind.

Referent wird in den Verhandlungen der Basler Naturforschenden Gesellschaft ausführlich auf diese Verhältnisse eintreten.

b) **Analogien im Gebirgsbau des schweizerischen Tafeljura und der arabischen Wüste.**

Das bestimmende Element des Gebirgsbaues der genannten Gebiete ist in Grabenbrüchen gegeben. In der Eocäntafel der arabischen Wüste östlich Heluan (Unter-Aegypten) konnte Referent nachweisen, dass viele der schon früher durch M. Blanckenhorn[1] aus diesem Gebiete erwähnten Verwerfungen sich kombinieren zu Grabenbrüchen: Schollen und

[1] *Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1901*, S. 332 u. ff.

Gräben gekennzeichnet durch Ober-Mokattam-Schichten sind eingesunken zwischen Horststücken von Unter-Mokattam-Schichten. Einzelne der Grabenbrüche treten im Landschaftsbilde deutlich als Täler hervor (Antontal, Depression zwischen El-Allana Höhe und Blanckenhorn-Riebeck-Plateau ; siehe Karte von G. SCHWEINFURTH : Aufnahmen in der östlichen Wüste von Aegypten, Bl. I, Heluan). Die ausgezeichneten Aufschlüsse lassen erkennen, dass die einen Grabenbruch begrenzenden Verwerfungsflächen nach der Tiefe zu konvergieren ; der eingesunkene Grabenstreifen hat Keilform. Die Neigung der Verwerfungsflächen gegen die abgesunkene Scholle hin beträgt zwischen 55 und 80°. Diese tektonischen Verhältnisse sind denen des nordschweizerischen Tafeljura und des Dinkelberges bei Basel in mancher Hinsicht durchaus analog. Inwieweit diese kleinen Grabenbrüche der arabischen Wüste in Beziehung stehen zu den grossen Einbrüchen, welche von verschiedenen Forschern aus Aegypten, Syrien und vom roten Meer beschrieben worden sind, kann zur Zeit noch nicht endgültig beurteilt werden.

c) Dr. A. BUXTORF, Basel, legt seine soeben erschienene, von der Schweiz. Geol. Kommission herausgegebene **Geol. Karte des Bürgenstocks in 1 : 25,000** vor. Derselben sind eine Profiltafel und ein Heft Erläuterungen beigegeben, welch letzteres auch einen Ueberblick über den gesamten Alpenrand am Vierwaldstättersee gibt. Die Kreideketten des Alpenrandes gehören drei verschiedenen mehr oder weniger scharf von einander getrennten Kreidedecken an, für die die Namen : Niederhorndecke, Pilatusdecke und Bürgenstockdecke vorgeschlagen werden. Alle diese drei Decken sind wahrscheinlich selbständig gewordene Kreideabzweigungen der Wildhorndecke.

Während die tektonische Gliederung des Alpenrandes im wesentlichen als abgeklärt gelten kann, bedarf es nun noch eingehendster Untersuchung des Urirotstock-Gitschen-Gebietes, sowie des Westendes der Axenkette, um die genauern tektonischen Beziehungen zwischen diesen Deckensystemen und dem Alpenrand festzustellen. Im besondern weist Referent darauf hin, dass gewisse fazielle Beziehungen zwischen den Kreidesedimenten der Pilatusdecke und der Axendecke die Frage nahe legen, ob nicht ursprünglich diese Gebiete in einem nähern Zusammenhang gestanden haben, mit andern Worten ob nicht vor der Deckenbildung das Gebiet der Axendecke östlich sich angefügt habe an das der spätern Pilatus-

decke. Von den vier Falten der Pilatusdecke besitzt nur die südlichste nachweisbar eine östliche Fortsetzung, die andern drei streichen ostwärts in die Luft hinaus. Es erscheint dem Referenten von Bedeutung, dass die Axendecke im Engelbergertal an einer Stelle auftaucht, die genau im Südosten des Ostabrisses des Pilatus liegt. Es erhebt sich also die Frage, ob nicht innerhalb des helvetischen Deckensystems das Aequivalent eines Teils der Pilatusdecke gegeben ist in der Axendecke. Die Untersuchung des eigentlichen Urirotstockgebietes durch P. ARBENZ und die Neuaufnahme des Gitschengebietes und des Westendes der Axendecke durch den Referenten dürften die Beziehungen der genannten Gebiete zu den Alpenranddecken in nächster Zeit in ein klareres Licht rücken.

An der Diskussion nehmen Teil die Herren AEBERHARDT, BLOESCH, v. BUBNOFF, GREPPIN, PAULCKE, P. SARASIN.

XII. — Herr Dr. P. ARBENZ, Zürich, macht einige Mitteilungen über die **tektonische Stellung der Urirotstockgruppe.** Die Jurafalten der Hutstock-Widderfeldgruppe sind als stark zurückgebliebene Jurakerne der Brisen-Drusbergdecke aufzufassen. Die untere Grenze des Valangien ist eine Zone tektonischer Diskontinuität, aber keine Deckengrenze. Diese Jurakerne reichen ostwärts nur bis zum Engelbergertal.

Unter den genannten Jurafalten liegen die ebenfalls im wesentlichen aus Jura bestehenden Massen, die ich als Jochpass-Scheideggstockregion bezeichnet habe. Aus den Falten dieser Zone entwickelt sich gegen Osten das Urirotstockmassiv. Von den Falten der Hutstock-Widderfeldgruppe wird das Scheideggstockgebiet durch eine Mulde getrennt, die als jüngste Gesteine auf der Bocktialp und im Melchtal Glauconitsandstein und Kieselkalk enthält, während der Diphyoideskalk zu fehlen scheint. Diese Kreideschichten lassen sich mit der unmittelbar benachbarten Kreide der Brisen-Drusbergdecke nicht verbinden, sondern lassen einen Zusammenhang mit einer der von BUXTORF unterschiedenen tieferen Digitationen der Brisen-Drusbergdecke (= Wildhorndecke) am Alpenrand vermuten. Im Urirotstockmassiv sind demnach die Jurakerne einer tieferen Digitation der Wildhorndecke, in den Falten der Hutstockgruppe die einer höheren zu erblicken.

XIII. — Herr Dr. H. G. STEHLIN, Basel, kommt auf **das marine Miocän von Hammerstein** (Baden) zurück, über das er

an der Lausanner Versammlung berichtet hat. Die stratigraphischen Verhältnisse haben sich inzwischen als etwas andere herausgestellt, als damals angegeben wurde. Das Miocän, zweifellos bloss ein Relikt, bildet eine kaum fussdicke Sandschicht, die sich diskordant auf die stark undulierte Oberfläche der aufgerichteten oligocänen Molasse (Niveau der Cyrenenmergel) auflegt und ihrerseits von einigen Fuss unreinen Lösses überlagert wird. Der marine Ursprung des Sedimentes wird vor allem durch die massenhaften Haifischzähne, die es enthält, verbürgt; dann aber auch durch eine eigentümliche Politur der Knochenfragmente, die für marine Strandbildungen charakteristisch ist. Der Vortragende bereitet in Gemeinschaft mit Herrn Mathieu Mieg eine einlässliche Publikation über den Gegenstand vor.

XIV. — Herr Prof. H. Schardt, Neuchâtel : **Eine Flankenüberschiebung bei Neuenstadt am Bielersee.** Ich nenne Flankenüberschiebung (chevauchement latéral) solche Faltenverwerfungen, bei welchen der untere Teil eines Gewölbeschenkels über den obern in ziemlich isoklinaler Lage überschoben ist, während bekanntlich die gewöhnlichen Faltenverwerfungen den sog. Mittelschenkel, d. h. den mehr oder weniger umgekippten Schenkel eines schiefen Gewölbes betreffen. Hier handelt es sich also um den oberen oder doch wenigstens einen nicht überkippten Gewölbeschenkel.

Am 11. Februar 1909 fand oberhalb des Städtchens Neuenstadt ein kleiner Bergsturz statt, indem beinahe 1000 Kubikmeter Fels von einem hängenden, auf einer mit 40° geneigten Oberfläche ruhenden Portlandkalklager abbrach und in die darunter liegenden Weinberge stürzte. Hier stehen die Schichten viel steiler (70°). Schon vor etwa 20 Jahren soll ein ähnlicher Bergsturz dort heruntergekommen sein. Die Stelle ist wahrscheinlich ein früherer Steinbruch, da ein grosser Teil der älteren Gebäulichkeiten von Neuenstadt mit diesem Gestein aufgeführt sind.

Es ist der bekannte weissgraue bis hellgelbliche, dichte Kalkstein, dessen Bruchfläche durch blass rostgelbe oder auch rötliche Flecken wie marmoriert erscheint. Diese Kalke bilden die Hauptmasse der etwa 100 M. mächtigen Portlandstufe. Darüber folgen etwa 10 bis 12 M. plattig abgesonderte, weiche, weissliche Dolomitkalke, und über diesen ein ziemlich mächtiger Komplex gutgeschichteter, grau bis weiss gefärbter Kalke von mehr oder weniger sichtbarer zuckerkörniger Struktur ; die Mächtigkeit desselben kann bis 30 M. betragen.

Es ist ein sicherer Leithorizont, der im ganzen mittleren Jura, von Biel bis ins Waadtland, den oberen Teil des Portlandien bildet. Darüber folgen die nur selten abgedeckten Mergel und Mergelkalke des Purbeckien, und über diesem das Valangien (Marbre bâtard und Calcaire roux), dann die Hauterivienmergel und Kalke (Pierre jaune). Urgonien ist vielleicht in geringer Mächtigkeit vorhanden, aber in diesem Gebiet nirgends anstehend, ebensowenig die unter der Moränen- und Alluvialbedeckung sicher vorhandene Molasse, welche nur hie und da bei Anlass von Grabungen zum Vorschein kommt.

In dieser Reihenfolge dachte man sich bis jetzt die Schichten übereinander gelagert, welche die Flanke der Seekette oberhalb von Neuveville bilden ; so ist auch der Verhalt auf der zweiten Auflage von Blatt VII der geologischen Karte 1 : 100,000 dargestellt. Zwar ist auffallend, dass beim Schlossberg das Valangien plötzlich abbricht und zugleich einen Vorsprung bildet. Schon GILLIÉRON hat den Schlossberg als ein Valangiengewölbe dargestellt und in einer Detailskizze eine Diskordanz zwischen zwei Valangienkomplexen abgebildet [1]. Diesen ganz richtigen Darstellungen kann erst durch folgende überraschende Beobachtungen die logische Deutung gegeben werden. Wenn man nämlich von obgenannter Sturzstelle ausgehend zur Strasse von Lignière und Prêles hinaufsteigt, so findet man, den gefleckten mittleren Portlandienkalk unterteufend, der hier in einem Bruch aufgedeckt ist, noch einmal den zuckerkörnigen obern Dolomitkalk. Es ist nicht etwa eine normale Einlagerung, da dieser Komplex nur einmal vorkommt, unter dem Purbeckien. Diese Tatsache ist übrigens handgreiflich, indem dieses scheinbar untere Lager des zuckerkörnigen Kalks dasselbe ist, auf welchem das Purbeckien und das Valangien beim Schlossberg aufliegen, sodass man, von diesem Ort herkommend, den Portlandienkalk des Steinbruchs (Punkt 613 der Siegfriedkarte) als ein Wiedereinsetzen des Valangien anzusehen versucht ist, besonders da hier die Schichten viel schwächer geneigt sind als weiter unten. Es ist aber unzweifelhaft mittlerer Portlandienkalk, welcher hier durch eine Ueberschiebung auf den oberen überschoben ist. Diese Ueberschiebung scheint sich gegen N-E fortzusetzen, ist aber nicht mehr leicht festzustellen, weil die beiden Bruchflächen aus demselben Gestein bestehen. Gegen

[1] DE LORIOL et GILLIÉRON, Monographie paléont. et stratigr. de l'étage urgonien inf. du Landeron. *Mém. Soc. helv. sc. nat.* XXIII. 1869.

S-O zu in der Richtung von Schlossberg und Landeron stellen sich ganz interessante Abänderungen ein. Vorerst konstatiert man, dass die auf 100 und etliche Meter zu schätzende Sprunghöhe bedeutend abnimmt und andere Schichten in oberflächlichen Kontakt kommen. Die wohl 200 M. breite Zone von geflecktem Portlandkalk keilt sich aus und die beiden Lager von saccharoidem Kalk vereinigen sich genau vor Schlossberg, indem die beiden deutlich diskordanten Zonen vereinigt unter das Valangien einschiessen. Daraus ergibt sich die Deutung der so auffallenden Diskordanz im Valangien, welche eben erwähnt wurde; sie ist der Kontakt von zwei Valangienlagen, welche gegeneinander überschoben sind. Der Wasserfall des Ruisseau de la Combe folgt fast genau der Ueberschiebungslinie. Die Diskordanz ist überall deutlich sichtbar, mit Rutschbreccie im hängenden Valangien. Dieser gewölbeartig umgebogene Komplex bildet einen deutlichen Vorsprung, an welchen sich *Calcaire roux* (oberes Valangien) und Hauterivien anlehnen. Die Fortsetzung des liegenden Valangienkomplexes zeigt aber ganz in der Nähe ebenfalls dieselbe Ueberlagerung, somit ist auch hier die Ueberschiebung unzweifelhaft. Auf der andern Seite des Quertälchens des Ruisseau de la Combe zeigt sich wiederum ein vollständig verschiedenes Profil. Der gewölbeartige Vorsprung von Valangien ist nicht mehr vorhanden; er ist offenbar untergetaucht, hingegen findet sich genau auf dessen Richtung ein Gewölbe von Hauterivienkalk, welches wahrscheinlich durch eine ziemlich ausgequetschte Synklinale mit dem an den untern Valangienkomplex anlehnenden Hauterivienmergel in Verbindung steht. Die Ueberschiebung geht somit offenbar S-W-wärts, nach bedeutender Reduktion der Sprunghöhe, in eine kleine Nebenantiklinale über, und wohl noch weiter gegen Landeron zu, in eine einfache Flexur, wie dies bei der Säge von Landeron deutlich sichtbar ist. Da diese Flankenüberschiebung in eine Falte übergeht, so muss diese Erscheinung als eine besondere Form von Faltenverwerfung betrachtet werden.

Dieser Zusammenhang und die verschiedenen Modifikationen der Ueberschiebung sind aus einer Reihe von 8 Querprofilen, welche in einem Abstande von etwa je 200 M. durch das Ueberschiebungsgebiet gelegt wurden, zur Darstellung gebracht worden. Aus einer Detailaufnahme 1 : 25,000 ist der Sachverhalt ebenso ersichtlich.

In der Diskussion sprechen die Herren Aeberhardt und Buxtorf.

XV. — Herr Dr. F. LEUTHARDT, Liestal : **Der Erdschlipf am Murenberg bei Bubendorf** (Baselland) in den Jahren 1909 und 1910. Erdschlipfe in grösserem und kleinerem Masstabe sind im Gebiete des Basler Tafeljura keine seltenen Erscheinungen. Es handelt sich dabei meist um Schuttrutschungen auf geneigter, durch Atmosphärilien aufgeweichter, toniger Unterlage. Hauptsächlich kommen dieselben im Gebiete der Opalinusschichten und des untern Malm (Oxfordien, Argovien) vor.

Die Hochwasserkatastrophen vom Juli 1909 und Januar 1910 haben in unserm Gebiete verschiedene solcher Erdschlipfe zur Folge gehabt, von denen derjenige am Murenberg bei Bubendorf der bedeutendste war, indem er ein ganzes Bauerngehöfte, das « Weidli » zum Einsturz brachte. Dasselbe lag an der rechten Talseite der Hintern Frenke am Fusse des Murenberges, 391 M. über Meer. Das bezügliche Gehänge besteht aus Effingerschichten, Geisberg- und Crenularisschichten. Erstere bilden den Steilhang und bestehen aus einer vielfach wiederholten Wechsellagerung von Tonen und Tonkalken. Bis auf 400 M. herunter ist das Gehänge bewaldet. Die Waldgrenze fällt mit dem Einsetzen der Geissberg-Crenularisschichten zusammen. Das Plateau trägt Acker- und Wiesland. Im Hangenden der Effingerschichten liegt ein Wasserhorizont. Bei anhaltendem Regen tritt das Schichtwasser frei zu Tage, bei normalen Niederschlägen ist sein Quantum unbedeutend.

Das Losreissen und die Bewegung der Scholle erfolgte während einer heftigen Regenperiode Samstag, 10. Juli 1909. Der oberste Rand der halbkreisförmigen Spalte war ca. 50 M. vom Gehöfte entfernt und hatte eine Weite von 15 bis 20 Cm. Die Seitenschenkel der Spalten zogen sich ca. 40 M. (gegen Westen) den Abhang hinunter. Das Gehöfte lag eben noch auf dem südlichen Rande der Scholle. Obschon dieselbe vorderhand in diesem Stadium zum Stillstand kam, war die Bewegung stark genug, um an den Gebäulichkeiten starke Risse und Ausbauchungen des Mauerwerks, sowie Stauchungen von Fenstern und Türen hervorzurufen, so dass die Bewohner es für geraten hielten, mit Vieh und Fahrhabe ihre Wohnung zu verlassen.

Die Befürchtung, die Gebäulichkeiten möchten durch eine eventuelle Weiterbewegung der Scholle zum Einsturz gebracht werden, bewahrheitete sich bald. Am 20. Januar 1910 trat eine zweite heftige Regenperiode ein, die Scholle setzte sich wieder in Bewegung und es stürzte der auf der Nord-

seite angebaute Schuppen ein. Das Wohngebäude samt der Scheune wurden zerrissen und schief gestellt, sodass dieselben schleunigst abgetragen werden mussten, um noch etwas von dem Gebälk und den Ziegeln zu retten.

Nach dem Verlaufe der Mauerrisse zu schliessen muss neben der nach unten gerichteten eine drehende Bewegung stattgefunden haben.

Die Spalte an der Abrissstelle hatte sich bis auf 1 M. erweitert und der untere Bruchrand war um 1,5 M. abgesunken. Neben der Hauptspalte hatte sich eine schief zu letzterer verlaufende Sekundärspalte gebildet. Der zwischen beiden liegende Teil der Scholle erschien noch um weitere 0,8 M. versenkt.

Merkwürdig waren die Stauungserscheinungen an den seitlichen distalen Bruchrändern, eine Anzahl sehr regelmässiger, heuschwadenähnlicher Auftreibungen der Bodenoberfläche von 30 Cm. Basisdurchmesser, 20 Cm. Höhe und 4—5 M. Länge. Weiter talwärts traten grössere unregelmässigere Querwülste auf. Es zeigten sich ferner neue und seither persistierende Austrittstellen des Schichtwassers.

Die Länge der bewegten Scholle von der obersten Abrissstelle bis zu den untersten Wülsten beträgt ca. 100 und die mittlere Breite 40 M. Nimmt man eine durchschnittliche Mächtigkeit von 1,5 M. an, so beträgt die bewegte Schuttmasse 6000m ^{3}.

Als Ursache des Erdschlipfes muss die übermässige Durchtränkung des Gehängeschuttes mit Wasser und das reichliche Absinken des letztern auf die Schichtköpfe der das Steilgehänge bildenden, stark tonhaltigen Effingerschichten angesehen werden. Diesen entlang glitt die Schuttmasse ab, wobei sich auch ihre Massenteile gegenseitig verschoben.

Ein Nebenumstand erscheint dem Referenten erwähnenswert. Unmittelbar über der Bruchstelle wurde vor wenigen Jahren der Wald umgehauen, die Bruchränder der Scholle liegen auffällig in der Verlängerung der Ränder des Kahlschlages. Referent hält einen Zusammenhang zwischen der Abholzung und dem Erdschlipf für wahrscheinlich, indem durch die erstere die Wurzeln der Bäume, die dem Boden eine grosse Menge Sickerwasser entziehen, ausser Funktion gesetzt werden, und dasselbe nun Gelegenheit hat, tiefer einzudringen. Der Zusammenhang erscheint um so wahrscheinlicher, als noch ein zweites Beispiel angeführt werden kann (Absenkung der Strasse zwischen Waldenburg und Langen-

bruck), das sich unter durchaus den gleichen Bedingungen ereignet hat.

An der Diskussion nehmen teil die Herren BALTZER, BLOESCH, NUSSBAUM und SCHARDT.

XVI. — Herr Dr. A. GUTZWILLER, Basel: **Die Juranagelfluh des Laufenbeckens.** Im Tertiärbecken von Laufen (Berner Jura) findet sich an dessen Ostrand eine Geröllablagerung (Juranagelfluh) gleichen Alters (Tortonien) und ähnlicher Zusammensetzung wie auf dem Basler Tafeljura. Nur an wenigen Stellen ist sie in guten Aufschlüssen sichtbar, wie z. B. oberhalb Breitenbach, wo sie in zwei Kiesgruben abgebaut wird. Die hier 4—5 M. mächtige Geröllablagerung liegt direkt auf der oberoligocänen Molasse alsacienne. Die Gerölle, im Mittel ei- bis faustgross, sind meist gut gerundet und scheinen daher aus weiter Entfernung hertransportiert worden zu sein. Sie gehören vorzugsweise, bis zu 90 %, dem obern Muschelkalk, Dogger und Malm an, während der kleinere Teil aus mittlerem Buntsandstein und dessen Hauptkonglomerat, aus Graniten, Porphyren, Quarziten, Quarzporphyrbreccien und tertiären Süsswasserkieseln besteht. Alpine Gesteine fehlen absolut. Die Lagerung der Gerölle weist deutlich auf einen Transport durch fliessendes Wasser in nord-südlicher Richtung und somit auf eine Herkunft vom südlichen Schwarzwald. Für eine solche Herkunft sprechen auch die Gesteinsarten der Gerölle. Muschelkalk, Dogger, Malm, Buntsandstein, Hauptkonglomerat, Quarzite können auch von den Vogesen stammen, aber nichts steht der Annahme ihrer Herkunft vom Schwarzwald entgegen. Granite und Quarzporphyre sprechen für direkte Herkunft vom Schwarzwald, ebenso Quarzporphyrbreccien des Perm, die in gleicher Ausbildung in den gleichalterigen, sicher aus den Vogesen stammenden Ablagerungen des Berner Jura, westlich vom Laufenbecken (Sables à Dinotherium im Bois de Raube) vollständig fehlen. Aechte Vogesengesteine, wie Grauwacken, rote Syenitporphyre, Porphyrite, dunkle Kieselschiefer des Kulm, fehlen der Juranagelfluh des Laufenbeckens, während sie in den Geröllablagerungen des Bois de Raube vorhanden sind. Entschieden für eine Herkunft von Norden, also vom Südrande des Schwarzwaldes, sprechen tertiäre Süsswasserkiesel aus dem Delémontien (Ober-Oligocän) der Umgebung von Basel. Dieselben Süsswasserkiesel sind bis jetzt in der Juranagelfluh östlich und westlich des Laufenbeckens nicht gefunden worden.

Ausser bei Breitenbach zeigt sich die Juranagelfluh des Laufenbeckens in mehr oder weniger deutlichen Aufschlüssen bei Fehren-Steinbühl, ferner nördlich von Meltingen an der Strasse nach Rodris, sowie bei Girlend, südlich Erschwil, am rechten Ufer der Lüssel, marines Mittelmiocän überlagernd[1]. In Form von Relikten (wesentlich Buntsandsteine und Quarzite) erscheint sie auf Kastelhöhe[2], auf Stollenweid, auf dem Eggberg und weit im Süden auf dem Matzendörfer Stierenberg. Alle die genannten Lokalitäten liegen zu einander in nord-südlicher Richtung und die Juranagelfluh des Laufenbeckens ist somit durch fliessendes Wasser, ähnlich wie diejenige des Basler Tafeljura[3] vom Südrand des Schwarzwaldes an ihre jetzige Stelle transportiert worden.

XVII. — Herr F. ZYNDEL, Basel: **Ueber die Tektonik von Mittelbünden.** Die dem Viamala- und Beverinschiefer aufliegenden Kalkberge des Ost- und Westschams wurden von H. MEYER[4] und O. WELTER[5] als Uebereinanderlagerung von Serien gedeutet und diese Serien dem Deckenschema STEINMANNS (Klippendecke, Brecciendecke, rhätische Decke, ostalpine Decke) einverleibt.

Diese Gleichsetzung der tektonischen Elemente des Schams mit denjenigen des Plessurgebirges und des Rhätikons muss aus stratigraphischen und tektonischen Gründen als den wirklichen Verhältnissen widersprechend bezeichnet werden. Wie seine zwei tiefern Decken legt sich auch MEYERS Brecciendecke, zu der die Trias von Solis gehört, auf die Viamalaschiefer, nicht über die Linie Muttnerhorn-Nivaigl nach Norden gehend. Die Trias von MEYER's rhätischer Decke findet ihre Fortsetzung im Gips bei der Tiefenkasteler Brücke, der von dort aus weiter nach Norden sich verfolgen lässt. Die hangenden Fucoidenschiefer dieser Trias gehen von Tiefenkastel in einheitlichem Zuge über Lenz, Obervaz ins Stätzerhorn, von hier nach Parpan, hinauf zum Joch und streichen hinein unter die Decken der Aufbruchzone. Die von MEYER und WELTER im Schams als untere und obere Klippendecke, Brecciendecke, rhätische Decke bezeichnete Serien (?) liegen

[1] ROLLIER, *Matériaux pour la carte géol. de la Suisse.* Deuxième supplément etc., pag. 129.

[2] GUTZWILLER, Die Wanderblöcke von Kastelhöhe, *Verh. d. Nat. Ges. in Basel*, Bd. XXI.

[3] SCHAAD, Die Juranagelfluh. *Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz.* Neue Folge, XXII. Liefg.

[4] *Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B.*, Bd. XVII.

[5] *Eclog. geol. Helv.* Vol. X, No. 6, 804.

also tiefer als die der Aufbruchzone entsprechenden Decken des Plessurgebirges. — Auch die Einreihung der Splügener Kalkberge in die ostalpine Decke erscheint als nicht gerechtfertigt.

Der Bündnerschieferkomplex Mittel- und Westbündens setzt sich zusammen aus mehreren tektonischen Einheiten. Ein basaler Bündnerschiefer bedeckt als übergeschobene Masse die helvetischen Wurzeln. Auf ihm liegen in Südwestbünden Teile der Schieferhüllen der nach Norden übergefalteten Gneisslappen. Eine oberste Bündnerschiefermasse, als Decke über den Schamser Kalkbergen liegend, ist, wo diese zurückbleiben, direkt übergeschoben auf die tektonisch tiefern Elemente des Bündnerschieferkomplexes. Zu der Decke gehören die Curverschiefer, die Fucoidenschiefer der Lenzerheide und der höhern Teile der Stätzerhornkette und der Kreideflysch des Prättigaus. Nur diese oberste tektonische Einheit der Gesamtbündnerschiefermasse oder eventuell nur Teile derselben könnten an einer Decke, die auch den Niesenflysch und den tiefsten Schiefer des Unterengadiner Fensters umfassen würde[1] teil haben. Für eine Decke von der hier angedeuteten Ausdehnung käme als Wurzelgebiet in Betracht eine Zone südlich der Wurzeln der auf die inneralpine Bündnerschieferzone übergelegten Gneissfalten. Die Existenz einer Bündnerdecke im Sinne PAULCKES, wonach die metamorphen Schiefer der inneralpinen Bündnerschieferzone die rückwärtige Fortsetzung einer Niesen-Prättigauflyschzone wären, ist tektonisch unmöglich.

Die Decken der Aufbruchzone (Klippendecke, Brecciendecke, rhätische Decke) keilen nach Süden zwischen den Lenzerheidschiefern und der ostalpinen Decke aus. Ihre Fortsetzung findet sich im südlichen Oberhalbstein (tiefere Teile der Errgruppe, Piz Scalottas). Die hangendsten Schiefer des Deckenkomplexes bilden die Unterlage der Bergünerstöcke.

Die nach THEOBALD'S Karte einheitliche Triasmasse der Bergünerstöcke besteht aus 4 Decken, sämtlich dem ostalpinen Faciesbezirk angehörend. Die tiefste derselben, Aeladecke, baut die höchsten Teile der Gruppe auf (Piz Michel, Tinzenhorn, Piz d'Aela) und die Kette des Muot suraint-Piz Uertsch. Zwei über der Aeladecke liegende, z. T. stark reduzierte Decken, Suraver Zwischendecken, entsprechen dem Parpaner Zwischenstück HOECK'S. Die tiefliegende Klippe des P. Toissa im Oberhalbstein und Breccien und Triasreste

[1] PAULCKE, *Centralbl. für Min.* etc. 1910, S. 540.

im obern Teile der Val Tisch sind als westliche und östliche Fortsetzung der Suraver Zwischendecken zu betrachten. Die nördlichen und orographisch niedrigsten Teile des Gebirges zwischen Oberhalbstein und Albulatal stehen in direktem Zusammenhange mit der Strela-Lenzerhornzone des Plessurgebirges.

Der Vortragende wird demnächst die hier skizzierte Auffassung vom tektonischen Aufbau Mittelbündens ausführlicher begründen.

XVIII. — Herr Dr. P. Arbenz, Zürich, gibt eine Berichtigung seiner Angaben über das **Domleschg**[1]. Der Felsen von Rodels besteht nicht aus Trias, sondern aus Verrucano, und an der Zusammensetzung des Felsens von Pardisla nehmen ausser Rötidolomit und Triasschiefern auch noch schiefrige Varietäten der obersten Partie des Verrucano teil. Das Zutagetreten der unter den Bündnerschiefern liegenden helvetischen Zone von Bonaduz und der genannten Felsen im Domleschg fällt in eine Linie mit dem Auftauchen des krystallinen Untergrundes im Tale von Vättis und ist wohl auf eine Querantiklinale zurückzuführen, die das Ostende des Aarmassives und die südlich davon liegende Region beeinflusst.

XIX. — M. B. Aeberhardt, Bienne, fait une communication sur **l'âge de la basse terrasse.**

1° La gravière de Walliswil-Bipp située à un kilomètre en amont des moraines terminales du glacier du Rhône près de Wangen laisse apercevoir de haut en bas :

c) 3 m. d'alluvions grossières à éléments surtout valaisans, à peine roulés, souvent striés.

b) moraine marneuse à très rares blocaux, formant coin dans les alluvions sous-jacentes ; surface de contact très nette, sans aucune zone de transition.

a) 18 m. d'alluvions régulièrement litées, à galets petits. Un examen attentif des lieux permet d'affirmer qu'il n'y eut pas ici intercalation de moraine à l'intérieur de la basse terrasse, mais au contraire placage de la moraine contre les alluvions inférieures par le glacier les affouillant. Seules, les

[1] P. Arbenz, Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns. *Eclogae* X, S. 729, 1909 ; ferner : P. Arbenz u. W. Staub, Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Ueberschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. *Vierteljahrsschrift der natf. Ges. Zürich* 1910, S. 23.

alluvions supérieures trahissent la proximité du glacier et sont certainement d'âge glaciaire; mais elles n'ont ici que 3 m d'épaisseur. Elles en ont $1^1/_2$ m dans la gravière au nord de Heimenhusen, au plus 6 m dans celle de Bannwil et encore moins plus en aval de la moraine terminale, dans les gravières de Fulenbach, Boningen, Gunzgen.

Les alluvions inférieuses sont exploitées à 6 kilomètres en amont de la moraine de Wangen, à Willihof, où sur 20 à 25 m. de gravier fin, en tout pareil à celui que dépose actuellement l'Emme, reposent des blocs erratiques et de la moraine de fond. Des alluvions semblables et tout aussi puissantes sont exploitées à Kriegstetten et à Fraubrunnen dans le Bas Emmenthal et dans l'un comme dans l'autre endroit les alluvions sont recouvertes de moraine de fond. Ce sont d'ailleurs les mêmes alluvions que l'on peut suivre bien loin vers l'amont dans les vallées de la Sarine, de l'Aar et de la Grande Emme. Les alluvions en question sont donc certainement plus vieilles que la moraine de fond qui les recouvre; or celle-ci ne peut appartenir qu'à la phase d'extension maximale de la glaciation de Würm, laquelle a déposé les moraines de Wangen, car les moraines de la première phase de retrait s'arrêtent sur la ligne Schönbühl-Soleure.

Conclusion: les alluvions en question sont plus vieilles que l'extension maximale de la phase de Würm et forment certainement la majeure partie de la basse terrasse en aval des moraines terminales.

2° La marnière de la tuilerie de Tschameri au sud d'Oberburg, près Berthoud, permet de constater la présence sur environ 8 à 10 mètres d'alluvions, d'une épaisse couche de marnes rubanées certainement glaciaires. Celles-ci sont elles-mêmes surmontées par 4 à 5 mètres de graviers de delta. Les alluvions inférieures appartiennent au bassin de l'Emme et représentent la basse terrasse. Les argiles glaciaires ont été déposées dans un lac de barrage glaciaire, à l'époque où la vallée était obstruée vers Berthoud par le glacier de l'époque würmienne, phase maximale. Une petite couche au contact des alluvions inférieures et de la marne, couche où les alluvions sont fortement cimentées en poudingue par l'argile, démontre clairement la superposition de la deuxième sur les premières. Les alluvions supérieures sont une formation de delta dans le même lac de barrage glaciaire par l'eau de fusion du glacier arrivant à la vallée de l'Emme par la vallée de Krauchthal-Oberburg; les matériaux en sont identiques à

ceux de la moraine de Thoune à Berne. L'argile glaciaire recouvre encore, en amont, la basse terrasse de Hasle-Ruegsau, tandis que les alluvions supérieures n'existent qu'au voisinage d'Oberburg.

Conclusion : La basse terrasse de l'Emmenthal avait déjà été déposée quand le glacier de la phase maximale würmienne vint obstruer la vallée et créer un lac de barrage glaciaire.

3° La moraine terminale du glacier de la Reuss, phase maximale, barre la vallée de la Petite Emme au sud de Wolhusen. Elle passe ensuite sur la hauteur à l'ouest de Wolhusen et, par Menznau, Ried et Blochwil, rejoint la moraine d'Ettiswil.

Conclusion : Les puissantes alluvions du niveau de la basse terrasse à jour à Wolhusen étant recouvertes par de la moraine de fond appartenant à la phase maximale würmienne, elles existaient déjà quand le glacier vint barrer la vallée en cette région.

Ces constatations venant confirmer le résultat de recherches antérieures dans d'autres régions du bassin glaciaire du Rhône me permettent d'affirmer à nouveau : 1° que la basse terrasse en aval de Wangen n'est qu'en partie d'âge glaciaire ; 2° que les alluvions existant en amont de Wangen dans les vallées de la Sarine, de l'Aar et de l'Emme n'appertiennent pas à la phase interstadiaire de Laufen, mais qu'elles ont été déposées avant l'arrivée du glacier dans la région. Quant à admettre qu'elles le furent immédiatement avant le dépôt des moraines de Wangen devant le front du glacier s'avançant sur le pays, leur puissance et leur présence dans ces vallées jusqu'à l'entrée des Alpes me l'interdisent.

La basse terrasse des vallées de la Sarine, de l'Aar et de l'Emme est avant tout d'âge interglaciaire.

XX. — M. B. Aeberhardt, Bienne, communique le résultat de ses recherches concernant **un ancien lac de la vallée de la Wigger.**

Tout le plateau d'Ohmstal, qui au nord de Niederwil près Willisau s'adosse à la molasse du Bodenberg, est recouvert de graviers fins, lités obliquement et fortement cimentés en poudingue par une croûte de calcite, dont l'épaisseur démontre l'âge respectable. Les galets appartiennent à la région avoisinante et ne trahissent nullement une origine alpine. Ils sont recouverts par de la moraine de fond, laquelle ne peut appartenir qu'à l'avant-dernière glaciation, puisque les moraines

terminales de la glaciation de Würm se trouvent 2 kilomètres vers l'est.

Des alluvions en tout semblables recouvrent la colline de Walberg au nord d'Ohmstal ; elles sont de même exploitées en deux endroits au sud de Willisau et, quoique je n'aie pu les apercevoir au sommet de la colline de Buttenberg et sur l'éperon montagneux au nord de Willisau, l'altitude de ces deux plateaux m'engage à les considérer comme étant la continuation du plateau d'Ohmstal vers le sud. Partout où ces alluvions existent, elles s'accotent aux ravins molassiques ou au poudingue de la vallée plus ancienne.

On a donc ici un dépôt de delta recouvrant un ancien fond de vallée et qu'aucun barrage glaciaire ne saurait expliquer. Il s'agit probablement d'un ancien lac créé par la glaciation de Mindel, puis comblé par la Wigger et ses affluents au commencement de la période interglaciaire Mindel-Riss.

XXI. — M. B. Aeberhardt, Bienne, fait une communication **sur un ancien cours probable de la Grande Emme.**

Tandis qu'il est relativement facile dans l'Emmental de se reconnaître parmi les dépôts de la basse et de la haute terrasse, cela l'est beaucoup moins dès qu'il s'agit d'alluvions gisant à une certaine altitude, car il faut alors savoir faire le partage de ce qui appartient au Quaternaire ancien et de ce qui est plus récent et appartient aux moraines et aux alluvions glaciaires de la Période de Riss. Parmi les plus intéressants de ces dépôts gisant à environ 900 m, il faut citer ceux de Siggenthal, Zimmermatt, Kratzmatt, à l'est au sud-est et au sud d'Ober-Goldbach, puis les alluvions de la gravière de Löchelibad, plus à l'ouest et enfin la gravière de « Auf der Wart » au sud-ouest de Bigental. On a ainsi, sur environ 8 kilomètres, un chapelet ininterrompu de dépôts fluviaux reliant l'Emmental à la vallée de l'Aar.

A l'inverse d'autres dépôts à jour dans les gravières d'Aetzlischwand, dans celle du Geissrücken à l'est de Tannen, ainsi que dans la gravière de Hämlismatt sur Arni, gravières qui toutes contiennent des galets provenant de l'Oberland bernois et sont certainement des alluvions glaciaires de Riss, les dépôts précités ne laissent constater que la présence de roches de l'Emmental.

Dans les gravières de Siggenthal et de Kratzmatt, ainsi que dans celle de Zimmermatt, la plus intéressante, les couches inférieures sont litées obliquement ; on a donc ici un

dépôt de delta recouvert par des couches d'alluvions transgressives.

Ces alluvions sont-elles la continuation vers l'aval de celles que je citais l'année dernière comme existant non loin de Furen et près de la ferme du « Schweinbach » au sud de Signau? c'est là une question que je me réserve de résoudre ultérieurement. Il est à peu près certain dans tous les cas que l'on a ici un chenal marquant un ancien cours de l'Emme dans le prolongement de la vallée de l'Ilfis et qui atteignait l'Aar en amont de Berne.

Dans la discussion qui a suivi MM. Bloesch, Frey et Nussbaum ont présenté des observations.

XXII. — M. le Dr Paul Choffat, Lisbonne : **Le séisme du 23 avril 1909 en Portugal.**

Nous rappelerons que la plus grande partie du Portugal est formée par le coin SW de la Meseta ibérique, composé de terrains anciens et bordé à l'ouest et au sud par un ourlet de terrains mésozoïques et cénozoïques.

Vers le milieu de sa hauteur, dans l'Océan, se trouvent les îles Berlenga, restes d'un horst de granit et de gneiss, montrant que la bande mésozoïque occidentale provient d'un affaisement entre deux horsts.

Un peu plus au sud, cette bande est coupée de l'ouest à l'est par le bassin tertiaire du Tage, qui pénètre en outre dans la Meseta.

L'examen des effets des séismes de 1754, 1858, 1903 et 1904 montre que leur zone de plus forte intensité se trouvait sur le littoral, d'où j'ai émis l'hypothèse que leur région épicentrale était dans l'Océan, hypothèse que l'on aurait été tenté d'appliquer à tous les grands tremblements de terre du Portugal.

Le bassin tertiaire du Tage semblait une région privilégiée, en particulier le triangle comprenant les trois localités Benavente, Sto. Esterao et Samora, détruites par le séisme d'il y a un an.

Le 23 avril 1909 on entendit dès 10 heures du matin, dans cette région des bruits souterrains, sans se rendre compte de leur nature, et la secousse destructrice, que l'on peut qualifier de subite, eut lieu à 5 heures du soir.

L'aire totale de ces secousses macroséismiques s'étend bien au delà du Portugal ; on peut la limiter au sud par la vallée du Guadalquivir, à l'ouest par une ligne Jodas-Madrid et au nord par une ligne irrégulière passant par Madrid, Ciudad-

Rodrigo et Santhiago en Galice. Cette surface représente environ 215 000 kilomètres carrés, mais quelques points isolés sont situés en dehors.

L'aire épicentrale, portant le degré X de l'échelle Forel-Mercalli-Cancani a la forme d'un ovale orienté du SE au NW, sa longeur étant de 30 kilomètres.

L'aire comprenant les degrés IX et VIII l'entoure, en formant un ovale orienté suivant le cours du Tage, c'est à dire en sens opposé au premier.

La zone VI n'entoure pas seulement les précédentes, elle forme des îlots à l'ouest et au nord de la zone épicentrale.

Si nous considérons l'ensemble des zones VII et VI, nous voyons qu'au nord du Tage elles occupent la bordure mésozoïque, tandis que la Meseta ne présente que des indices plus faibles.

Il n'en est pas de même au sud du Tage, où l'intensité diminue graduellement vers le sud.

Or, si l'on compare la carte hypsométrique, à la carte géologique et à la carte séismique, on peut se demander si cette limitation des secousses fortes à la région mésozoïque doit être attribuée à la composition du sol et à sa tectonique, ou simplement au fait que la Meseta forme au Nord du Tage un massif montagneux, tandis qu'elle ne présente à peu près qu'une pénéplaine au Sud du fleuve.

Le rôle de la tectonique est pourtant incontestable sur certains points, par exemple les îlots de la zone VII correspondent en général aux vallées tiphoniques ou à des failles, mais le rôle des massifs montagneux n'est pas moins important, sans que l'on puisse en déduire une règle générale.

Je mentionnerai un fait fort curieux, c'est que les îlots de VII au milieu de VIII dans la vallée du Tage sont précisément sur les alluvions, donc sur un sol d'une solidité bien inférieure à celle du Pliocène environnant, où les dégats ont pourtant été beaucoup plus grands.

C'est aussi le cas de mentionner les craterlets, qui ne se sont formés que dans les sols d'alluvion. Par comparaison avec les puits artésiens de la région je suis porté à admettre que le sable qu'ils ont rejeté provient d'une profondeur de 40 à 50 mètres.

Pour terminer je ferai remarquer que c'est dans le coin NE du Portugal que la secousse a été le moins sensible ; dans beaucoup de localités elle n'a pas été perçue. Les habitants se félicitaient donc de cette immunité, lorsque environ un