

# **Diverse Berichte**

## Geologie.

---

### Allgemeines.

- Hobbs, W. H.: EDUARD SUSS  $\dagger$ . (Journ. of Geol. **22**. 811—817. 2 Portr. 1914.)
- Hennig, Ed.: HANS VON STAFF  $\dagger$ . (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 689—695.)
- Clarke, F. W.: The Data of Geochemistry. 3. ed. (U. S. Geol. Survey. Bull. **616**. 821 p. 1916.)
- Gossner, B.: Neuere Ergebnisse der Anwendung physikalisch-chemischer Methoden auf Probleme der Geologie. (Geol. Rundschau. **6**. 218—241. 1915.)
- Höfer von Heimhalt, H.: Anleitung zum geologischen Beobachten, Kartieren und Profilieren. 82 p. 26 Fig. Braunschweig 1915.
- Wright, F. E.: A Geological Protractor. (Journ. Wash. Acad. Sc. **6**. 5—7. 1 Fig. 1916.)
- Koehne, W.: Die Entwicklungsgeschichte der geologischen Landesaufnahme Bayerns im Zusammenhang mit derjenigen des übrigen Deutschlands. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **23**. 109—122. 1915.)
- Beckenkamp, J.: Das Mineralogisch-Geologische Institut der Universität Würzburg. (S.-A. aus dem Festbuch „Hundert Jahre bayerisch“. 1915. 7 p.)
- Rüdorff, Fr.: Grundriß der Mineralogie und Geologie für den Unterricht an höheren Lehranstalten. 9. Aufl. Von K. SCHULZ. 119 p. 1 Karte. 139 Fig. 1915.
- 

### Dynamische Geologie.

#### Innere Dynamik.

- Michelson, A. A.: Preliminary Results of Measurements of the Rigidity of the Earth. (Journ. of Geol. **22**. 97—130. 16 Fig. 1914.)
- Hobbs, W. H.: Mechanics of Formation of Arcuate Mountains. (Journ. of Geol. **22**. 1914. I. 71—90. 8 Fig.; II. 166—188. 20 Fig.; III. 193—208. 10 Fig.)

- Chamberlin, T. C.: Diastrophism and the formative Processes. (Journ. of Geol. **22**. 1914. V. The Testimony of the Deep-Sea Deposits. 131—144. — VI. Forest Beds and Slope Deposits. 268—274. 1 Fig. — VII. Periodicity of Palaeozoic Orogenic Movements. 315—345. — VIII. The quantitative Element in Circum-Continental Growth. 516—528.)
- Barrell, J.: The Strength of the Earth's Crust. (Journ. of Geol. **22**. 1914. I. Geologic Tests of the Limits of Strength. 28—48. 4 Fig. — II. Regional Distribution of Isostatic Compensation. 145—165. 1 Fig. — III. Influence of variable Rate of Isostatic Compensation. 209—236. 2 Fig. — IV. Heterogeneity and Rigidity of the Crust as Measured by Departures from Isostasy. 289—314. — V. The Depth of the Masses producing Gravity Anomalies and Deflection Residuals. 441—468. 4 Fig. — VI. The Depth of the Masses producing Gravity Anomalies and Deflection Residuals (continued). 537—555. 1 Fig. — VII. Relations of the Isostatic Movements to a Sphere of Weakness — The Asthenosphere. 655—683. 2 Fig. — VIII. Variations of the Strength with Depth as Shown by the Nature of Departures from Isostasy. A. 729—741. 3 Fig. — VIII. Physical conditions controlling the Nature of Lithosphere and Asthenosphere. B. Journ. of Geol. **23**. 499—515. 1915.)
- Ahlmann, H. W.: Nomenklatur för jordskorpan frakturer. (Geol. För. Förh. **37**. 639—554. 3 Fig. 1915.)
- Boussinesq, J.: Calcul approximatif de l'influence du climat sur la vitesse d'accroissement de la température avec la profondeur sous le sol. (Compt. rend. **160**. 747—750. 1915.)
- Sapper, K.: Bericht über die vulkanischen Ergebnisse der Jahre 1895—1913. (Beitr. z. Geophys. **14**. 85—97. 1915.)
- Washington, H. S. and A. L. Day: Present Condition of the Volcanoes of Southern Italy. (Bull. Geol. Soc. Amer. **26**. 375—388. 9 Taf. 1 Fig. 1915.)
- Ponte, G.: Ricerche sulle esalazioni dell' Etna. (Lincoi Rend. (5.) **23**. [2.] 341—347. 1914.)
- Ricerche sulle esalazioni dell' Etna. Nota II. (Lincoi Rend. (5.) **23**. [2.] 402—408. 1914.)
- Lacroix, A.: Le récente éruption d'Ambrym (décembre 1913) et la constitution des laves de ce volcan. (Compt. rend. **159**. 489—495. 1914.)
- Burwash, E. M.: Pleistocene Vulcanism of the Coast Range of British Columbia. (Journ. of Geol. **22**. 260—267. 3 Fig. 1914.)
- Réthly, A.: Die in den Jahren 1894—1895 in Ungarn beobachteten Erdbeben. (Public. de l'Obs. sismol. de l'Univers. de Budapest. 74 p. Budapest 1915.)
- Grablowitz, G.: Sul terremoto del 13 gennaio 1915. (Lincoi Rend. (5.) **24**. [1.] 597—604. 1915.)
- Agamemnone, G.: Velocità di propagazione del terremoto Marsicano del 13 gennaio 1915. (Lincoi Rend. (5.) **24**. [1.] 1218—1224. 1915.)
- Angot, A.: Sur le tremblement de terre du 3 octobre 1914. (Compt. rend. **159**. 599—600. 1914.)

- Eginitis, D.: Sur les derniers tremblements de terre de Thèbes. (Compt. rend. **159**. 1009—1013. 1914.)
- Cavasino, A.: Il terremoto nella Marsica del 24 febbraio 1914. (Boll. Soc. sismol. ital. Modena. **18**. 397—409. 1914.)
- Martinelli, G.: Prime osservazioni sul terremoto italiano del 13 gennaio 1915. (Boll. Soc. sismol. ital. Modena. **18**. 377—395. 1914.)
- Davison, C.: The Etnean earthquakes of May 1914. (Nature. **96**. 123. 1915.)
- Eginitis, D.: Sur les phénomènes géologiques observés pendant les deux derniers sismes de Leucade et de l'Ithaque. (Compt. rend. **161**. 32—34. 1915.)
- Soddy, F.: The Cumberland earthquake of October 2. (Nature. **96**. 229. 1915.)
- Taber, S.: Earthquakes in South Carolina during 1914. (Seismol. soc. of Amer. Bull. Stanford Univ. **5**. 96—99. 1915.)
- Eginitis, D.: Sur les derniers tremblements de terre de Leucade et d'Ithaque. (Compt. rend. **160**. 774—777. 1915.)
- Campbell, L.: Arequipa earthquakes registered during 1914. (Seismol. soc. of Amer. Bull. Stanford Univ. **5**. 100—104. 1915.)

---

### Äußere Dynamik.

W. Immisch: Staubregen und Staubnebel. (Naturwiss. Wochenschr. N. F. **11**. (27.) 1912. 507—508.)

Staubfälle haben nicht nur als Nahrung für Hochmoorpflanzen, sondern auch für die marine Sedimentation im tiefen Meerwasser eine besondere Bedeutung, da sowohl das Hochmoor wie die küstenferne Tiefsee wenig andere Möglichkeiten hat, allochthon-klastische Materie zu empfangen. Es sei deshalb hier auf eine kurze Zusammenstellung von IMMISCH hingewiesen, die sich hauptsächlich auf eine Arbeit von CHAUVEAU stützt. Bekannt sind die atmosphärischen Erscheinungen, welche sich als Staubnebel und als abnorme Dämmerungserscheinungen auf emporgewirbelten Wüstenstaub, in anderen Fällen auf bestimmte vulkanische Ausbrüche (Krakatau 1883/4, Mont Pelé etc. 1902/4) zurückführen lassen. Verf. meint, daß als Ursache des großen Nebels, der im Anfang des Sommers von 1783 länger als einen Monat fast ganz Europa bedeckte, die gewaltigen Eruptionen zu betrachten seien, welche in den ersten Junitagen desselben Jahres auf Island stattfanden.

Andrée.

J. Fred. Hunter: Erosion and sedimentation in Chesapeake Bay around the mouth of Choptank River. (U. S. Geol. Survey. Prof. Paper. **90B**. Washington 1914. 15 p., 1 Karte [Taf. III].)

Durch Vergleich einer 1910 ausgeführten Neuaufnahme mit Aufnahmen von 1847—48 und 1900—01 gelangt Verf. zur Feststellung erheb-

licher Veränderungen der Küstenlinien, der vorgelagerten Inseln und des Bodens in dem im Titel genannten Teile der Chesapeake-Bai. Sowohl die Küste wie die vorgelagerten Inseln zeigen fast durchgehend bedeutenden Rückgang, besonders an den West- und Nordküsten, die der Südströmung und den Westwinden und -wellen ausgesetzt sind. Was die Veränderungen des Bodens der Bucht anbetrifft, so unterscheidet Verf. erodierte und aufgefüllte Gebiete. Erstere überwiegen die letzteren bedeutend. Die Veränderungen gehen wohl zum Teil auf das einströmende Flußwasser, zum anderen Teile auf die Gezeiten zurück. **Andrée.**

---

**K. Andrée:** Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. (Geol. Rundschau. 6. 1915. 351—397.)

Nach Diskussion des Wesens und der verschiedenen Ursachen der Entstehung der Schichttextur der Sedimente und Sedimentgesteine gelangt Verf. zu folgender Übersicht über die verschiedenen Schichtungsarten (siehe Tabelle p. -40-).

Nach Anführung eines oder mehrerer Beispiele für die unterschiedenen 11 Schichtungsarten wird als Ergebnis der Untersuchung folgendes hervorgehoben:

Vorhandensein oder Fehlen von Schichtfugen ist unwesentlich für das Wesen der Schichtung.

Schichtung, bei welcher in ein oder zwei Dimensionen besonders ausgedehnte Komponenten sich mit ihrer größten Dimension in die entstehenden Schichtflächen hineinlagerten und so ein besonders deutliches Kohäsionsminimum parallel zur Schichtung schufen, kann man mit LORETZ als „ursprüngliche“ oder mit SALOMON als „primäre Schieferung“ bezeichnen.

Die Eigenschaften der Schichtflächen als früherer Teile der Lithosphärenoberfläche haben eine große allgemeine Bedeutung. Dach- und Sohlflächen zeigen charakteristische Unterschiede.

Die für die meisten Schrägschichtungen typischen, in der Regel mit Abtragung verbundenen Diskordanzen sind als „Schichtungsdiskordanzen“ scharf von allen übrigen Diskordanzen zu unterscheiden.

Eine typische Schrägschichtung ist die Übergußschichtung in der Umrandung von Riffbildungen. Sie kann auch als „detritogene Schrägschichtung“ bezeichnet werden, im Gegensatz zur „biogenen Schrägschichtung“, welche in Riffbildungen durch periodisches Wachstum der benthogenen Lebewelt entsteht.

Entgegen der hauptsächlich durch J. WALTHER vertretenen Anschauung, daß Schichtung nicht durch Unterbrechung des Absatzes, sondern durch einen Wandel der Fazies bedingt sei, muß der alten „Unterbrechungstheorie“ für viele Fälle doch recht gegeben werden, insbesondere auch für solche, in denen die Sedimentationsunterbrechung ohne Änderung des Sedimentationsmediums vor sich ging. Die Hauptmasse der Schichtungen geht jedoch entsprechend der von WALTHER gegebenen Erklärung auf

|   |  |   |   |  |  |
|---|--|---|---|--|--|
|   |  |   |   |  |  |
| I.<br>„Normale“<br>(Konkor-<br>dante)<br>Parallel-<br>schich-<br>tungen | Repe-<br>titions-<br>schich-<br>tungen | Schichtungen mit Gesteins-<br>wechsel   | Gesteins-<br>wechsel<br>symmetrisch   | Symm. Parallel-<br>schichtungen  | a) Symmetrische<br>Parallelschichtungen<br>ohne Gesteinswechsel  |
|   |  |   | Gesteins-<br>wechsel<br>periodisch  |  | c) Periodische Parallel-<br>schichtungen mit Gesteins-<br>wechsel  |
| Gewöhnl.<br>Parallel-<br>schich-<br>tungen                              |  |   | Gesteins-<br>wechsel<br>völlig un-<br>symmetrisch   | d) Unsymmetrische<br>Parallelschichtungen  |  |
|   |  |   |   |  |  |
| II.<br>(Diskor-<br>dante)<br>Schräg-<br>schich-<br>tungen               |  |   | a) (Einfache) Schrägschichtungen (die Schichtung<br>lateral gewachsener Aufschüttungskegel)   |  |  |
|   |  |   | b) Diagonalschichtung (entsteht aus II a durch<br>Zwischenschichtung (meist dünner) „normal“ nach I<br>geschichteter Lagen)                           |  |  |
|   |  | c) Kreuzschichtung (eine Häufung von II a mit<br>häufigem Wechsel der Herkmfrichtung des Materials) |   |  |  |
|   |  |   |   | e) Kontinuerlich   |  |
|   |  |   |   |  | β) Nicht kontinuerlich   |
|   |  |   |   | Ib $\alpha$ . Symmetrische Repe-<br>titionsschichtung nur mit Ge-<br>steinswechsel   | Ia $\beta$ . Repetitionsschichtung ohne<br>(Fazieswechsel, aber mit Sedi-<br>mentationsunterbrechung   |
|   |  |   | Ic $\alpha$ . Periodische Repetitions-<br>schichtung nur mit Fazies-<br>wechsel   | Ic $\beta$ . Periodische Repetitions-<br>schichtung mit Fazieswechsel u.<br>Sedimentationsunterbrechung  |  |
|   |  |   | Id $\alpha$ . Gewöhnliche Parallel-<br>schichtung nur mit unsym-<br>metrischem Fazieswechsel  | Id $\beta$ . Gewöhnliche Parallel-<br>schichtung mit unsymmetrischem<br>Fazieswechsel u. Sedimentations-<br>unterbrechung  |  |
|   |  |   | II a $\alpha$ . Schrägschichtung aller<br>möglichen Arten von Auf-<br>schüttungskegeln  |  |  |
|   |  |   | II b $\alpha$ . Diagonalschichtung ohne<br>Sedimentationsunterbrechung<br>(hierin die meiste Uebergrün-<br>dschichtung, manche „Fluß-<br>schichtung“) | II b $\beta$ . Diagonalschichtung mit<br>Sedimentationsunterbrechung u.<br>Abragung an der Basis der ein-<br>geschalteten „normal“ geschich-<br>teten Lagen („Flußschichtung“) | II c $\beta$ . Kreuzschichtung mit<br>häufig wiederkehrender Sedi-<br>mentationsunterbrechung und Ab-<br>tragungsdiskordanzen, in der<br>Regel ohne trennende, Horizon-<br>tallagen („Dünenschichtung“,<br>„Muldenschichtung“) |

Änderung der lithogenetischen Bedingungen zurück. In gewissen Fällen (bei den „symmetrischen Repetitionsschichtungen“) wird man lieber nur von Gesteinswechsel innerhalb einer Fazies, nicht von Fazieswechsel sprechen.

Für die Entstehung von Schichtung durch den Wechsel der lithogenetischen Bedingungen ist JOH. WALTHER's „Gesetz von der Korrelation der Fazies“ von größter Bedeutung.

Bei „direkter Schichtung“ (J. WALTHER) fällt die definitive Schichtung mit dem Ablagerungsakt zusammen. „Indirekte Schichtung“ kann durch Wiederaufvühlung und Saigerung nach der Schwere etc. bei Wiederabsatz entstehen. Ein anderer Fall „indirekter Schichtung“ liegt vor, wenn gewisse Gesteinselemente (Gerölle z. B.) infolge ihrer Schwere durch eine plastische Unterlage durchsinken und so an eine durch die lithogenetischen Absatzbedingungen nicht vorgeschriebene Stelle gelangen. Hierbei wird das „Gesetz von der Korrelation der Fazies“ verletzt.

Entstehung von Schichtung durch Sedimentationsunterbrechung hinterläßt besondere Anzeichen auf den Schichtflächen und ist vielfach mit Abtragung bereits gebildeten Gesteins verbunden. Es gibt mindestens 4 verschiedene Arten von subaquatischen (submarinen) Sedimentlücken.

Entstehung von Schichtung durch den Wechsel der lithogenetischen Bedingungen kommt auf sehr mannigfaltige Art zustande. Periodische Klimaänderungen und Krustenbewegungen, welche PHILIPPI für Schichtung am Boden der heutigen Tiefsee und in früheren Geosynklinalen heranzog, genügen nicht für die von ALB. HEIM sogenannten „Repetitionsschichtungen“. Diese auf ein Pendeln um eine chemische oder organochemische Gleichgewichtslage zurückgeführten Schichtungen sind „symmetrische Repetitionsschichtungen“ zu nennen und scharf von den „periodischen Repetitionsschichtungen“ zu unterscheiden, welche auf Jahreszeiten oder andere periodisch sich ändernde Faktoren, deren Wirkung gleichzeitig repetiert wird, zurückgehen müssen. „Repetitionsschichtung ohne Gesteinswechsel“ (HEIM) gehört zu den symmetrischen Repetitionsschichtungen und entsteht durch repetierte Sedimentationsunterbrechung.

Um aus den Neigungen der Schrägschichten allein immer mit Sicherheit subaerische oder subaquatische Bildung zu folgern, dazu sind die Untersuchungen noch nicht weit genug fortgeschritten. Die physikalischen Versuche von AUERBACH und PIWOWAR sind vielmehr in bestimmter Richtung fortzusetzen.

Bei „Diagonalschichtung“ ist nicht Schichtung nach beiden Diagonalen erforderlich, wie WALTHER wollte, sondern fehlt in vielen Fällen sicherlich.

Unter der Bezeichnung „Kreuzschichtung“ werden noch sehr verschiedene Typen zusammengefaßt, die wahrscheinlich verschiedene Entstehung haben. Alle „Kreuzschichtung“ für äolisch entstanden zu erklären, wie GRABAU tut, ist weit übertrieben. Sichere Entscheidung im Einzelfalle ist jedoch vorderhand noch schwierig.

Um einen Fortschritt in dieser Richtung zu erzielen, ist außer dem Fortgang entsprechender physikalischer Untersuchungen zu erwarten von seiten des Geologen: Genaue Untersuchung jeder ihm vorliegenden Schich-

tung auf ihre Zugehörigkeit zu den unterschiedenen Schichtungsarten, insbesondere bei den Schrägschichtungen: Feststellung der Böschungsverhältnisse (Maximalneigung, Anschmiegen an Unterlage), der Himmelsrichtung der Maximalneigungen, der Korngröße und Form der Komponenten, der Mächtigkeit und Verbandsverhältnisse der einzelnen Lagen.

Andrée.

**J. Vallot:** Valeur et variation de la température profonde du glacier, au Mont Blanc. (Compt. rend. 156. 1575—1578. 1913.)

Verf. hat in den Jahren 1898, 1900 und 1911 auf dem Mont Blanc nahe dem Observatorium in Höhen von 4357 m und von 4240 m Temperaturen in verschiedenen Gletschertiefen gemessen. Die tägliche Schwankung der Temperatur hört bereits in 70 cm Tiefe fast völlig auf, die jährliche in etwa 6,5 m Tiefe. Die Temperatur nimmt mit der Tiefe ab und beträgt 15 m unter der Oberfläche annähernd  $-13^{\circ}$  C.

Regelation innerhalb obiger Schicht von  $6\frac{1}{2}$  m Dicke kann die Fortbewegung eines Gletschers von 100 m Mächtigkeit nicht merklich beeinflussen.

Johnsen.

**J. Vallot:** La vitesse des glaciers en hiver et l'inanité de la théorie thermique de leur progression. (Compt. rend. 156. 1948—1950. 1913.)

Verf. hat früher festgestellt, daß der tägliche Temperaturgang nur 1 m in den Gletscher eindringt, der jährliche 6—7 m, und daß die Hauptmasse des Gletschers Temperaturen von weniger als Null Grad bis zu  $-15^{\circ}$  C besitzt, so daß Regelation für die Gletscherbewegung keine erhebliche Rolle spielen kann. Die thermische Theorie der Gletscherbewegung ist demnach verfehlt, letztere erfolgt lediglich unter dem Einfluß der Schwere wie das Fließen eines Flusses.

Danach kann auch die Geschwindigkeit der Bewegung im Sommer und im Winter nicht merklich verschieden sein. Da exakte vergleichende Messungen bisher fehlten, hat Verf. im Sommer 1912 und im Winter 1912/13 quer über die Mer de glace Marken in einer Ausdehnung von 350 m angebracht; vom 6. August bis zum 7. September und vom 29. Dezember bis zum 4. Februar wurde die Lage der Marken, denen am 29. Dezember wieder die gleiche Distanz von der Station gegeben wurde wie am 6. August, täglich festgestellt.

Die tägliche Geschwindigkeit betrug für den Winter  $24,3 \pm 1$  cm und für den Sommer  $24,6 \pm 1$  cm.

Johnsen.

M. Lugeon: Sur un nouveau mode d'érosion fluviale. (Compt. rend. 156. 582—584. 1913.)

Verf. entdeckte in dem Strombette des Yadkin, der von der Blue Ridge (in Nordkarolina) kommt, eine neue Art von Flußerosion. Das Gebiet besteht aus wahrscheinlich algonkischen Tonschiefern, die vielfach von Porphyrfelsen durchsetzt sind. Zwischen Whitney und Falls beträgt das Gefälle des Stromes 70 m auf 15 km. Die Wasserführung schwankt außerordentlich, z. B. von 44 m<sup>3</sup> bis 1540 m<sup>3</sup> i. J. 1909, von einem Tag zum andern zuweilen um 200 bis 1000 m<sup>3</sup>. Dem entspricht ein großer Unterschied zwischen dem gewöhnlichen Bett und dem Hochflutbett. Der Porphyrfels ist in beiden Betten glatt poliert, mit schwarzer Patina überzogen und stellenweise durch Wirbel mit Riesentöpfen ausgestattet. Am Rande zwischen dem kleineren Bett und der Bank des größeren sind viele kleine, 3—4 mm tiefe Näpfe in die stromaufwärts blickenden Oberflächenpartien des Porphyrs eingebohrt, die im übrigen schwach konkav sind. An den Rändern dieser kleinen, schwach konkaven Flächen gehen jene Näpfchen mehr und mehr in ausstrahlende Rillen über. Die Erscheinung erinnert sehr an Windwirkungen, ist aber dem plötzlich anschwellenden Wasser zuzuschreiben, welches in dem Moment, wo es das kleinere Becken gerade füllt, seine größte Geschwindigkeit erreicht hat und nun einen förmlichen Sandhagel gegen jene Partien prasseln läßt. Längs einzelnen der geradlinigen und horizontalen Stromfäden scheint der Vorgang besonders heftig zu sein. Die Sandkörner fliegen aus den gebildeten Näpfchen wieder heraus und gleiten dann über die übrige Gesteinsfläche hin, wobei sie diese teils glätten, teils furchen.

Johnsen.

- Rich, J. L.: Certain Types of Stream Valleys and their Meaning. (Journ. of Geol. 22. 469—497. 10 Fig. 1914.)
- Nordenskjöld, O.: Några ord om högfjällsslätternas utvecklings historia. (Geol. För. Förh. 37. 422—429. 1915.)
- Hess von Wichdorff, H.: Über Flugsandebenen an der Ostseeküste im nördlichen Ostpreußen. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 1915. I. Heft 3. 9 Fig.)
- Daqué, E.: Über die Entstehung eigentümlicher Löcher im Eocänkalk des Fajûm, Ägypten. (Geol. Rundsch. 6. 193—201. 1 Taf. 6 Fig. 1915.)
- Delhaes, W.: Eine Sammlung zur Erläuterung des Windschliffs. (Geol. Rundsch. 6. 202—206. 3 Taf. 1915.)
- Munthe, H.: Oolit med kraftiga böljslagsmärken vid klintebys på Gotland. (Geol. För. Förh. 37. 430—434. 1 Taf. 2 Fig. 1915.)
- Post, L. v.: Ett egendomligt jordstred i västra Värmland. (Geol. För. Förh. 37. 567—582. 2 Fig. 1915.)
- Kindle, E. M.: A Comparison of the Cambrian and Ordovician Ripple-Marks found at Ottawa, Canada. (Journ. of Geol. 22. 703—713. 6 Fig. 1914.)

- Dake, C. L.: Stream Piracy and Natural Bridges in the Loess of South-east Missouri. (Journ. of Geol. **22**. 498—499. 1 Fig. 1914.)
- Hamberg, A.: Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises im Wasser. (Geol. För. Förh. **37**. 583—619. 19 Fig. 1915.)
- Leffingwell, E. de K.: Ground-Ice Wedges. The dominant Form of Ground-Ice on the North Coast of Alaska. (Journ. of Geol. **23**. 635—654. 23 Fig. 1915.)
- Lahee, F. H.: Contemporaneous Deformation: A Criterion for Aqueo-Glacial Sedimentation. (Journ. of Geol. **22**. 786—790. 3 Fig. 1914.)
- Reid, H. F.: Variations of Glaciers. XIX. (Journ. of Geol. **23**. 548—553. 1915.)
- Richter, R.: Eigenartige Ausbildung eines „Strudeltopfes“ durch schaukelnde Reibsteine. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 670—677. 7 Fig.)
- Hintz, E. und E. Kaiser: Zur angeblichen Konstanz der Mineralquellen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **23**. 122—126. 1 Fig. 1915.)

---

### Radioaktivität.

- Warburg, E.: Eichung von radioaktiven Präparaten durch die Physikalisch-Technische Reichsanstalt. Zweite Mitteilung. (Zeitschr. f. Instrum.-Kunde. 1914. Heft 3.)
- Bamberger, M. und K. Krüse: Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. (Jahrb. geol. Reichsanst. **64**. 1.—2. Heft. 1914.)
- Elsholz, W.: Über die Uranoxyde in den Pechblenden. Diss. Berlin 1916. 35 p.
- Penrose, R. A. F.: Pitchblende of Cornwall, England. (Econ. Geol. **10**. 161—171. 1915.)
- Petrascheck, W.: Die nutzbaren Radiumvorräte der Erde. (Montan. Rundsch. 1915. 165—168.)

---

### Petrographie.

#### Allgemeines.

- Wright, F. E.: The Position of the Vibration Plane of the Polarizer in the Petrographic Microscope. (Journ. Wash. Acad. Sc. **5**. 641—644. 1915.)
- Sokol, R.: Über die Projektion von Analysen der kristallinen Schiefer und Sedimente. (Verh. geol. Reichsanst. 1914. 313—321. 1 Fig.)
- Leith, C. K. and R. C. Allen: Discussion of Correlation. (Journ. of Geol. **23**. 703—729. 4 Fig. 1915.)
-

### Gesteinsbildende Mineralien.

- Holmquist, P. J.: Zur Morphologie der Gesteinsquarze. (Geol. För. Förh. **37**. 681—687. 1915.)
- Coblentz, W. W.: Absorption, Reflection, and Dispersion Constants of Quartz. (Bull. Bur. of Stand. **11**. 471—481. 1915.)
- Hörner, F.: Beiträge zur Kenntnis des Stauroliths. Mit einem Anhang über eine WÜLFING'sche automatische Schleifmaschine. Diss. Heidelberg. 41 p. 1 Taf. 1915.
- Wülfing, E. A. und F. Hörner: Die kristallographischen Konstanten des Stauroliths vom St. Gotthard. (Sitzungsber. Heidelb. Akad. Wiss. A. **1915**. (10.) 11 p.)
- Oppenheimer, L.: Untersuchungen an Cordierit. Diss. Heidelberg. 46 p. (Verh. d. Heidelb. Naturh.-Med. Ver. N. F. **13**. 257—302. 4 Fig. 1915.)
- Clark, R. W. und W. F. Hunt: Ungewöhnliche optische Eigenschaften des Muscovits in dem Mar Villa-Marmor von Cockeysville, Maryland. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 666—668.)
- Mäkinen, E.: Über Uralit aus Uralitporphyrit von Pelling in Finnland. (Geol. För. Förh. **37**. 633—638. 1915.)
- Tschermak, G.: Über die möglichen Fehler der Silikatanalysen und das Mischungsgesetz der alkalifreien Aluminiumaugite. (Centralbl. f. Min. etc. 1916. 1—9.)

### Eruptivgesteine.

**O. H. Erdmannsdörffer:** Über die Entstehungsweise gemischter Gänge und basischer Randzonen. (Chemie der Erde. **1**. 334—349. 1915.)

Stellt man als „gemischte Gänge“ den in mehreren zeitlich getrennten Intrusionsphasen entstandenen „zusammengesetzten Gängen“ solche gegenüber, die aus einem Guß intrudiert worden sind, so hat man für sie folgende Erklärungsmöglichkeiten:

1. Spaltung des Magmas in Teilmagmen innerhalb der Gangspalte („Entmischungsgänge“ SALOMON), z. B.:
  - a) als Salbandfunktion,
  - b) durch Druckwechsel.
2. Intrusion von bereits differenziertem Magma:
  - a) gleichseitige Intrusion,
  - b) kontinuierliche Intrusion mit zeitlichem Wechsel des intrudierten Materials.

Die typischen „gemischten Gänge“ von Trusental in Thüringen (BÜCKING) hat man meist in die Kategorie 1 gebracht. Verf. ist der Auffassung, daß sie und ähnliche Dinge in die Klasse 2a und b gehören.

Es wird zunächst darauf hingewiesen, daß die Erscheinung keine Salbandfunktion in der Art ist, wie diejenigen Forscher annehmen, die

die stoffliche Verschiedenheit von Gangstück und Salband auf stationäre Momente innerhalb der Spalte zurückführen wollen, z. B. auf das LUDWIG-SORET'sche Prinzip, oder auf Druckwechsel innerhalb des Verfestigungsintervalles. Es wird ferner die Unmöglichkeit der Heranziehung der Kristallisationsdifferenzierung dargetan und gezeigt, daß das Randmagma schon bei der Intrusion die basische Zusammensetzung besessen hat.

Zur Erklärung der Gänge nach den unter 2a und b angegebenen Annahmen wird auf die von MILCH erkannte dritte Möglichkeit der Entstehungsweise gemischter Gänge zurückgegriffen. Basisches Material wird in eine Spalte gepreßt, die sich langsam erweitert; das in der Tiefe bereits differenzierte Magma liefert bei diesem Vorgang weiterhin saurere Produkte, die nunmehr den inneren Teil der Gangspalte einnehmen. Hier-nach ist also die stoffliche Verschiedenheit der einzelnen Gangteile nur insofern eine Funktion des Salbandes, als dieses durch seine rasche Abkühlung die ersten, in den meisten Fällen basischeren (es kommt aber auch das umgekehrte Verhältnis vor) Teile des gemischten Magmas in einem früheren Stadium des Intrusionsvorganges fixiert; der Stoff der Randteile als solcher ist aber nur von den Verhältnissen in dem tiefer gelegenen Differenzierungsniveau abhängig. Über den Differentiationsvorgang in diesen läßt sich aus den Gängen selbst nichts Sicheres ableiten.

Formelle und ursächliche Analogien zu diesen Gängen bieten manche „basische Randzonen“ an Tiefengesteinsmassiven, die man ebenfalls oft als Salbandfunktion betrachtet hat, was sie sicher nicht in allen Fällen sind. Es läßt sich vielmehr auch für viele von ihnen das Prinzip der Intrusion gemischter Magmen als das richtigere nachweisen.

Als Beispiele werden angeführt die Verhältnisse zwischen Diorit und Granit im Brockenmassiv des Harzes, zwischen Syenit und Granit im Schwarzwald. Auch hier ist das Wesentliche, daß die Pressung der differentiellen Magmen in einem tieferen als dem Erstarrungsniveau stattgefunden hat, wie aus geologischen Momenten, dem Erscheinen von Nachschubmassen, Gangfolge u. a. zu erschließen ist. Es wird nötig sein, aus der Diskussion über Differenzierung alle nicht direkt hierher gehörigen Fälle völlig auszuschneiden, um den letzten Ursachen dieses noch immer rätsel-vollen Vorganges näher zu kommen. **O. H. Erdmannsdörffer.**

- 
- Cross, W.: Problems of Petrographic Classification suggested by the „Kondurite Series“ of India. (Journ. of Geol. **22**. 791—806. 1914.)  
 Hirsch, J. E.: Über Trachydolerite (H. ROSENBUSCH). (Min.-petr. Mitt. **33**. 1915.)  
 Bowen, N. L.: The Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. (Journ. of Geol. **23**. Suppl. to Nr. 8. 1—91. 9 Fig. 1915.)  
 Mead, W. J.: The Average Igneous Rocks. (Journ. of Geol. **22**. 772—781. 4 Fig. 1914.)  
 Powers, S.: The Origin of the Inclusions in Dikes (concl.). (Journ. of Geol. **23**. 166—182. 3 Fig. 1915.)

- Washington, H. S.: The Correlation of Potassium and Magnesium, Sodium and Iron, in Igneous rocks. (Proc. Nat. Acad. Sc. 1. 574—578. 1 Fig. 1915.)
- Hance, J. H.: Use of the slide Rule in the Computation of Rock Analyses. (Journ. of Geol. 23. 560—568. 1 Fig. 1915.)
- Adams, F. D.: A Graphic Method of Representing the chemical Relations of a petrographic Province. (Journ. of Geol. 22. 689—693. 2 Fig. 1914.)
- Goldschlag, M.: Notiz „Zur Demonstration der Bimssteinbildung“. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 665—666.)

### Sedimentgesteine.

**K. Keilhack:** Granatsand-Dünen auf Ceylon. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 67. 47—56. 6 Taf. 1915.)

An die flache Bucht von Hambantota, nicht ganz 100 km nordöstlich von der Südspitze von Ceylon gelegen, im Granitgebiet befindlich, grenzt nach beiden Seiten eine geradlinige Küste, an der Verf. im W bis auf 6 km, im O bis auf 15 km Entfernung das Vorhandensein einer ununterbrochenen, 10—20 m hohen und etwa 600 m breiten, auffallend dunkel gefärbten Dünenkette feststellte. Näher untersucht wurde das westliche Gebiet, das ungefähr 3,6 qkm bedeckt und mindestens eine Masse von 36 Millionen cbm enthält. Die dunkle Farbe rührt von dem Vorwiegen dunkler Minerale, besonders Granat, aber auch Magnet Eisen her; das scheinbare spezifische Gewicht des Sandes (Litergewicht) beträgt 2,5, das wahre 4,02; der Korngröße nach sind die Dünen reicher an feinsten und an größten Sanden als die gewöhnlichen Quarzsanddünen, und die schwersten Bestandteile scheinen die geringste Korngröße zu besitzen.

Nach Bestimmungen von FINCKH enthalten die Sande 1,8 % Magnet Eisen, 78,2 % eisenhaltige Schwerminerale, 11,1 % eisenfreie Schwerminerale, 8,9 % Quarz.

Der magnetische Teil besteht nach BERG aus: 1. Magnetit nebst etwas Eisenglanz, Titaneisenerz, Chromeisenerz besonders in den feinkörnigen Partien; 2. tiefrotem Granat; 3. rosenrotem Granat (Almandin); 4. fast farblosem Granat (Grossular); 5. tiefgrünem bis tiefrotem Epidot. Seltener sind tiefgrüner Turmalin, dunkelroter Edelspinell, dunkelgrüner Spinell, Dichroit und Biotit.

Der nichtmagnetische Anteil enthält: 1. Quarz; 2. viel roten Rutil sowie schwarzen Rutil; 3. Korund; 4. Topas; 5. Zirkon; 6. Diopsid und Hornblende; 7. Titanit.

Granat, Korund, Spinell, Zirkon und Topas bilden 80 % der Dünen von Hambantota.

Für die Entstehung der offenbar sehr jungen Dünen nimmt Verf. an, daß die sie zusammensetzenden Minerale die schwer verwitterbaren und bei der Lateritisierung der kristallinen Gesteine Ceylons übriggeblie-

benen Bestandteile sind, die durch eine Meerestransgression aufgearbeitet, von den tonig verwitterten Bestandteilen des Laterits getrennt und durch Meeresströmungen an bestimmten Teilen der Küste abgelagert wurden; der Wind hat dann die feinen Körner zu Dünen zusammengeweht. Der Strand selbst besteht aus einem sehr groben Quarzsand mit Anreicherungen von grobkörnigen granatreichen Sanden, deren Körner die des Dünensandes an Größe bedeutend übertreffen.

Die Arbeit enthält ferner Mitteilungen über die Pflanzenwelt der Dünen und charakteristische Vegetationsbilder. Milch.

**W. Salomon:** Die Definitionen von Grauwacke, Arkose und Ton. (Geol. Rundsch. 6. 1915. 398—404.)

Um gewissen Unsicherheiten in der Nomenklatur der genannten Gesteine und damit in den aus dem Vorkommen derselben zu ziehenden paläogeographischen Schlüssen aus dem Wege zu gehen, schlägt Verf. vor, zu verstehen unter Arkosen: Wenig weit transportierte Grusmassen feldspat- und quarzführender Erstarrungsgesteine, unter Grauwacken: Wenig weit transportierte Grusmassen aus Tonschiefer- und Sandsteinkomponenten. Die bisherigen Tone oder Pelite sind von zweierlei Art. Sie umfassen erstens die eigentlichen Tone (dialytische Pelite NAUMANN's), deren Grundsubstanz Kaolin oder Kaolinit ist, und zweitens sehr feine Gesteinsmehle aus feinsten Silikat- etc. Splintern, die mit dem eigentlichen Begriff Ton nichts zu tun haben. Sie nennt Verf. Alplitite (*ἄλφιτον* = das Mehl). Sowohl aus den eigentlichen Tönen wie aus solchen Alplititen entstehen durch Metamorphose die bisher als „Tonschiefer“ bezeichneten Gesteine, die aber einerseits nicht immer eigentliche Tone, sondern vielfach Alplitite waren, andererseits aber auch im ersteren Falle nach der Metamorphose keine Tonsubstanz mehr enthalten. Da solche Gesteine ohnehin im metamorphen Zustande schlecht auseinanderzuhalten sind, wird für die bisherigen „Tonschiefer“ die Bezeichnung „Skleropelite“ vorgeschlagen.

Andrée.

Trowbridge, A. T.: Studies for Students: A Classification of Common Sediments and some Criteria for Identification of the various Classes. (Journ. of Geol. 22. 420—436. 12 Fig. 1914.)

Schaffer, F. X.: Begriff und Einteilung der Absatzgesteine. (Geol. Rundsch. 6. 217. 1915.)

Andrée, K.: Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. (Geol. Rundsch. 6. 351—397. 1915.)

Salomon, W.: Die Definition von Grauwacke, Arkose und Ton. (Geol. Rundsch. 6. 398—404. 1 Fig. 1915.)

Wiman, C.: Om Visingsö-kalkstenen vid Gränna. (Geol. För. Förh. 37. 367—375. 3 Fig. 1915.)

- Mäkinen, E.: Ein archaisches Konglomeratvorkommen bei Lavia in Finnland. (Geol. För. Förh. 37. 385—421. 5 Fig. 1915.)
- Högbom, A. G.: Zur Deutung der Scolithus-Sandsteine und „Pipe-Rocks“. (Bull. Geol. Inst. Upsala. 13. 45—60. 5 Fig. 1915.)

### Kristalline Schiefer. Metamorphose.

**K. Walther:** Über Vorkommen und Entstehung eines Talkschiefers in Uruguay und über seine partielle Verkieselung. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 66. 408—427. 1 Taf. 2 Fig. 1914.)

Der Talkschiefer tritt als linsenförmige Einschaltung in den kristallinen Schiefen des Departements Colonia (Uruguay) gegenüber Buenos Aires nahe dem rechten Ufer des Rio de la Plata in der Nähe der kleinen Siedelung Conchillas an der Westseite des Höhenrückens Cuchilla de San Juan auf. In der Mitte des ungefähr 20 m breiten Aufschlusses findet sich ein schneeweiß, teilweise ein wenig geschichteter, außerordentlich feinfaseriger, sehr reiner Talkschiefer (Anal. I); er enthält blaß apfelgrüne oder weiße Einlagerungen harter, feinkörniger Substanz und führt entsprechende bis kopfgroße Brocken in vertikalen Zonen parallel der vielfach verdeckten schichtigen Teilung des Talkschiefers, aus kieseliger Substanz bestehend, häufig in Geoden, die innen flächenreiche Kalkspatkristalle auf einem marmorartigen Gemenge von Kalkspat und Manganspat aufsitzend enthalten, das nach außen durch Zunahme von Talk in das Hauptgestein übergeht. Nach den Seiten zu wird der Talkschiefer gröber faserig und erscheint deutlicher geschichtet und schmutzig graugrün gefärbt, und dieses Gestein bildet auch die Grenze der Linse gegen das auf einer Seite aufgeschlossene Nebengestein, einen Quarzitschiefer: dem Talk mischt sich etwas Sericit und reichlich eine farblose, sehr schwach doppelbrechende, scheinbar optisch einachsige Substanz von optisch negativem Charakter in beträchtlicher Menge bei, die in unregelmäßig oder annähernd sechseckig begrenzten Blättchen auftritt und ganz untergeordnet sich auch im reinen Talkschiefer findet. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins (Anal. II) zeigt, daß ein Chlorit (Pennin oder Prochlorit) vorliegt. Diese Substanz ergibt bei regelloser Schnittlage des Dünnschliffs im Gestein fast ausnahmslos ein Achsenbild; nach Ansicht des Verf.'s würde sich ein derartiges Verhalten durch eine Helminth-ähnliche Anhäufung der Blättchen erklären. Ein Teil des Chlorits ist wohl aus Biotit entstanden. Als Auskleidung später durch kieselige Mineralien ausgefüllter Hohlräume fand sich in den harten Einlagerungen Delessit.

In Zusammenhang mit diesem Talkschiefer bringt Verf. einen 800 bis 1000 m von ihm im Streichen entfernten Chlorit-Glimmerschiefer bzw. Phyllit mit Einlagerungen von Amphibolasbest und kieseligen Nestern; er glaubt, daß unter diesen Massen Talkschiefer vorhanden sei. Die Ent-

stehung der Talkschiefer erklärt Verf. durch Verdrängung eines in Phyllite eingeschalteten Vorkommens von unreinem Dolomitmarmor, wie sie vielfach im Osten des Landes sich in den phyllitischen Horizonten des Grundgebirges finden, hervorgerufen durch postvulkanische Emissionen einer Magnesiumsilikatlösung im Zusammenhang mit dem Eindringen des weit verbreiteten Granits dieses Gebietes und der Bildung der in unmittelbarer Nachbarschaft des Vorkommens auftretenden Plutonit- und Schizolithporphyre (Granitporphyr, Hornblende-Spessartit). Die Infiltration kieseligiger und carbonatischer Substanz hält er für jünger und bringt die kieseligen Infiltrationen in Zusammenhang mit den bekannten Quarz-, Achat- und Enhydrosgeoden aus Uruguay und dem südlichen Brasilien und ihrer Bildung im Gefolge der Diabas-Melaphyrmassen, die wahrscheinlich dem obersten Mesozoicum, vielleicht dem Tertiär angehören (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 400; 1913. 68), während er die carbonatischen Infiltrationen und die Kalkkristalle im Innern der Geoden als durch hydrothermale Vorgänge aus unveränderten Teilen des Marmorlagers zur Höhe gefördert betrachtet.

|  | I.            | II.    |
|--|---------------|--------|
| Si <sup>2</sup> O . . . . .              | 62,44         | 41,56  |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . . | 1,24          | 14,87  |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . . |               | 2,69   |
| FeO . . . . .                            |               | 0,56   |
| MnO . . . . .                            |               | 0,34   |
| MgO . . . . .                            |               | 31,99  |
| CaO . . . . .                            | Sp.           | 0,91   |
| Na <sup>2</sup> O . . . . .              | —             | 3,54   |
| K <sup>2</sup> O . . . . .               | —             |        |
| H <sup>2</sup> O + . . . . .             | 5,07 (Gl.-V.) | 14,82  |
| H <sup>2</sup> O — . . . . .             | Sp.           | 0,51   |
| Sa. . . . .                              | 100,74        | 100,43 |

Anal.: K. WALTHER      K. WALTHER

Milch.

F. M. Behr: Über Dolomitisierung und Verquarzung in Kalken des Mitteldevons und Carbons am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 67. 1—46. 2 Taf. 1915.)

Das in dem Kohlenkalk von Cromford bei Ratingen (15 km nördlich von Düsseldorf) auftretende Dolomitgestein bildet in dem dem Viséen angehörigen Kalk keinen einheitlichen Horizont, sondern stellt ein dolomitisches Profil durch einen großen Teil des Kohlenkalkes dar; der Dolomit durchsetzt fast senkrecht die sehr stark gestörten Kalke, und „der plötzliche Übergang von Kalk in Dolomit“ ist „trotzdem durch die allmähliche, von den feinsten Klüften ausgehende Umwandlung und „Auf-

saugung' des Kalkes gekennzeichnet" (p. 22). Er ist grobkristallin, grau mit seidigem Glanz, die Rhomboeder erreichen eine Größe von 8—10 mm; das Dolomitgestein enthält auch Quarz, der sich teils gleichzeitig, teils später als der Dolomit gebildet hat.

Der Dolomit tritt ferner in hellen, bisher als „ankeritische Kalkspatgänge“ bezeichneten Gängen auf, die tatsächlich nahezu die Zusammensetzung des Normaldolomits haben und  $\text{SiO}_2$  in wechselnden Mengen enthalten; ferner finden sich Quarzgänge, die in Dolomitgänge übergehen; von den Gängen aus läßt sich eine rasche konstante Abnahme des Quarzes und der löslichen  $\text{SiO}_2$  nachweisen. Auf den Gängen und Verwerfungsspalten finden sich, auf Dolomit und Quarz aufsitzend, Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende, teilweise wieder von Dolomit und Quarz überwachsen, ferner Aragonit in dünnen büschelförmigen Nadeln; die Gänge entsprechen somit den zahlreichen Querstörungen am Nordrande des Rheinischen Schiefergebirges.

An der Grenze der Hauptdolomitierungszone folgt auf den reinen Dolomit eine Zone mit unregelmäßigen Brocken von Kalkstein in Dolomit, sodann folgt Dolomit nur in Gangform, weiterhin begleitet er Drucksuturen und tritt endlich nur in einzelnen Rhomboedern im Kalkstein spärlich auf, bis er ganz verschwindet. Ganz entsprechend verhält sich der Quarz. Hieraus folgt die Entstehung des Dolomits auf metasomatischem Wege durch das Aufsteigen von Minerallösungen vornehmlich auf Querstörungen.

Ganz entsprechend sind die Dolomitierung und die mit ihr im Zusammenhang stehende Verquarzung im Anschluß an große Störungen im mitteldevonischen Kalk von Elberfeld zu deuten; an die Dolomite der Querstörung sind hier die Braunspatgänge gebunden, die von Dolomit, Braunspat, Quarz, Kalkspat in der angegebenen Reihenfolge erfüllt sind.

Für die chemischen Bestimmungen muß auf das Original verwiesen werden.

Quarze von der Straße Warstein—Meschede (Westfalen) treten sowohl in Quarz-Kalkspatgängen wie auch von diesen Gängen aus in den Kalkstein hineinwachsend auf; diese letzteren umschließen zahlreiche Reste des mitteldevonischen Kalksteins — die äußersten Schalen und der Kern sind meist ärmer an Einschlüssen als die zwischenliegenden Partien. Eine Analyse einiger derartiger typischer Kristalle ergab:  $\text{SiO}_2$  65,01,  $\text{CaCO}_3$  35,02,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  Sp., Kohle Sp.; Sa. 100,03. Auch die bekannten Quarze von der Suttroper Vogelstange entstammen großartigen Verkiezelungsvorgängen, die Kalksteine vom Stringocephalenkalk bis in die liegenden Alaunschiefer des Culm stark umgewandelt haben; sie stehen stets in Verbindung mit Gängen kieseliger Eisenerze.

Milch.

- Leith, C. K. and W. J. Mead: Metamorphic studies. Convergence to Mineral Type in Dynamic Metamorphism. (Journ. of Geol. **23**. 600—607. 1915.)
- Lahee, F. H.: Crystalloblastic Order and Mineral Development in Metamorphism. (Journ. of Geol. **22**. 500—515. 21 Fig. 1914.)
- Niggli, P.: Die physikalisch-chemische Bedeutung der Gesteinsmetamorphose. (Ber. sächs. Ges. d. Wiss. Math.-phys. Kl. **67**. 223—269. 1915.)
- Ochotzky, H.: Untersuchungen über den Pfahl des Bayrischen Waldes und seine Nebengesteine. Dissert. Würzburg 1915. 61 p.
- Theobald, H.: Beitrag zur Kenntnis metamorpher Gesteine aus der Umgebung von Pottiga-Sparnberg an der oberen Saale. (Chem. d. Erde. **1**. 294—334. 7 Fig. 1915.)
- Sederholm, J. J.: De bottniska skiffrarnas undre kontakter. (Geol. För. Förh. **37**. 52—118. 22 Fig. 1915.)
- Fenner, C. N.: The Mode of Formation of certain Gneisses in the Highlands of New Jersey. (Journ. of Geol. **22**. 594—612, 694—702. 14 Fig. 1914.)
- Kossmat, F.: Ueber die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. (Centralbl. f. Min. etc. 1916. 135—144. 5 Abb.)

### Verwitterung. Bodenkunde.

J. Walther: Über den Laterit in Westaustralien. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **67**. -113—132-. 3 Taf. 1915.)

Die weite Hochebene Westaustraliens ist ein uraltes Massiv, das seit dem Cambrium Festland war; die Oberfläche der Halbwüste ist fast überall rot gefärbt, nur auf Granit-, Porphyr- und Quarzgrund stellen sich gelbe Farben ein. Eine harte Eisenkruste schützt eine 15—35 m mächtige Folge sehr weicher Tone so lange vor der Abtragung, bis der Wind von der Seite die Eisendecke unterbläst; der dann rasch einsetzenden Abtragung setzen erst die härteren, den Ton unterlagernden Massen des Grundgebirges eine Grenze. Die Oberkante des Geländes nennt Verf. Oberplatte, die nach der Abtragung übrigbleibende Fläche Unterplatte; der Erforscher dieses Gesetzes, J. T. JUTSON, gebraucht hierfür die Bezeichnungen „old plateau“ und „new plateau“. An den Abhängen des Tafellandes und der vorgeschobenen Inselberge ergibt sich stets folgendes Profil (von unten nach oben):

Das Grundgebirge, gefaltete kristalline Schiefer, ragt mit halbverwitterten Ausläufern und Kernen in eine fast weiße Tonmasse hinein, die zu unterst noch grüne und gelbliche Kerne enthält und Andeutung der ursprünglichen Lagerungsform der Schiefer zeigt, nach oben diese Andeutungen verliert und gleichmäßig blaßgelb oder weiß wird: Bleichzone, 5—8 m mächtig.

Nach oben geht die Bleichzone ohne scharfe Grenzen in eine buntgefleckte Zone, die Fleckenzone, über; der Ton ist gesprenkelt durch nuß- bis kopfgroße rote, braune, gelbe, blaue oder violette Flecken meist von der Härte des Tones, bisweilen etwas härter. Aus diesen etwas härteren Konkretionen entwickelt sich nach dem Hangenden

eine hochrote, unten noch lockere, nach oben immer mehr geschlossene Decke von rotem oder rotbraunem Eisenerz, die Eisenkruste, die als einheitliche harte Platte die Gesteinsfolge abschließt; nach JUTSON ist die Decke auf Grünsteingrund besonders hart und wird über Granitgrund durch eine Verkieselungsdecke ersetzt.

Verf. bezeichnet das ganze Phänomen als Laterisation, im Gegensatz zu den ostindischen Geologen, die in dem völlig übereinstimmenden Profil wesentliches Gewicht auf die hangende Eisenkruste legen und nur diese Laterit nennen.

Für die Entstehung der Eisenkruste reicht der Eisengehalt des ursprünglich überlagernden, in Westaustralien zu 2 m angenommenen Hangenden nicht aus; Verf. denkt sie sich ungefähr 2 m unter der Oberfläche aus Lösungen des gesamten liegenden laterisierten Gesteins entstanden, die durch Verdunstung nach oben befördert und hier ausgefällt wurden. Eine derartige Bewegung der Bodenwässer ist in einem Pluvialklima unmöglich, Verf. denkt an einen Wechsel kurzer, aber sehr niederschlagsreicher Perioden mit sehr starken Trockenzeiten; somit kann ganz allgemein der Laterit nicht ein Produkt der heutigen Tropen sein und unter dem regenreichen Klima noch jetzt entstehen und der Laterit und die mit ihm verbundenen Roterden müssen älter sein, wofür auch Beobachtungen des Verf.'s und anderer Forscher sprechen. Für Westaustralien ergibt sich ein höheres Alter schon aus der Tatsache, daß zwischen einigen Tafelbergen mit völlig übereinstimmender Oberkante eine etwa 10 km weite und 30 m tiefe Deflationslücke liegt, daß der Helenafluß bei Perth eine 120 m tiefe Erosionsschlucht in einem von Laterit bedeckten Tafelland bildet, und daß die Lateritdecke von den die Stufen des Küstenlandes bildenden Brüchen zerschnitten wird. Die Laterisierung im Tropengebiet ist höchst wahrscheinlich diluvial (entsprechend der Ferretisierung älterer Moränen am Südabhang der Alpen); wo die fossilen Laterite stark durchfeuchtet und durchlüftet werden, bedecken sie sich mit einer allmählich wachsenden Schicht von Braunerde, bei rascher Abtragung behält auch in regenreichen Tropengebieten der Boden die rote Farbe, aber die Flüsse führen gelben Schlamm. Umgekehrt bleibt die rote Lateritfarbe in regenarmen oder durch längere Trockenheit ausgezeichneten Gebieten regional erhalten und färbt auch alle neuentstehenden oder umgelagerten Alluvionen.

Da sich die Eisenkruste nur bei der Laterisierung eisenreicher Gesteine bildet, ist ihre Anwesenheit kein Erfordernis für die Laterisation überhaupt.

Milch.

**E. Zimmermann I:** Über Buntfärbungen von Gesteinen, besonders in Thüringen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 67. - 161—173. 1915.)

Als bunt in dem hier zugrunde gelegten Sinne bezeichnet Verf. alle roten (von violett bis orangebraun) sowie die lichtschemelgrünen bis dunkellauchgrünen Farben auch dann, wenn das Gestein in den einzelnen Schichten oder in einer großen Schichtenmächtigkeit einfarbig ist, als nicht bunt außer den weißen sowie den grau- bis schwarz gefärbten Gesteinen auch die lichtgelben bis dunkelbraunen, sowie die schmutzolivgrünen Gesteine, die ihre Farbe einer durch Verwitterung in unserem Klima entstandenen Brauneisenbeimischung verdanken, auch wenn sie fleckig oder wolkig oder in konzentrischen Ringen selbst in kleinen Gesteinsstücken wechseln. Der Umstand, daß manche rot gefärbte Gesteine durch Reduktion sehr leicht ein wasserhaltiges Eisenoxydulsilikat entwickeln und dann lichtschemelgrün werden, läßt Verf. bei der schwierigen Angreifbarkeit des wasserfreien Eisenoxyds vermuten, daß in diesen Fällen die Rotfärbung durch ein Eisenoxydsilikat hervorgerufen ist.

Verf. unterscheidet eine durch Wechsel von roten und grünen Farben charakterisierte erste Gruppe von Gesteinen, die gern mit Gips verbunden sind (oberer Zechstein, Buntsandstein, bunter Keuper, Münder Mergel) und im allgemeinen sehr fossilarm sind; die Farbe möchte er auf salinische Einwirkung zurückführen. Einer zweiten roten Gruppe fehlen grüne Gesteine fast völlig (Rotliegendes, Carbon in seiner tauben Fazies bei Halle a. S., rote Konglomerate im niederschlesischen Culm), mit den roten wechseln humusgraue Gesteine oder Kohlenlager, den roten Schichten fehlen Fossilien, die grauen enthalten Landpflanzen und Wirbeltiere: offenbar liegen nicht marine Schichten vor. Eine dritte Gruppe von blutroter Färbung erweist sich als nachträglich von oben und außen, von Klüften und von diesen aus in das Gestein vordringend gefärbt: Rötungszonen; eine vierte endlich ist durch das Zurücktreten des Hämatitrot gegenüber den weitaus vorwiegenden „eisenhydroxydischen gelben, rostbraunen und den nach diesen beiden sich neigenden grellroten Farbentönen“, Eintreten von Weiß in die „bunten“ Farben und Fehlen von Grün gekennzeichnet (C. F. NAUMANN's bunte Grauwacken aus dem Culm des Vogtlandes, ältere, besonders auch cambrische und unterdevonische Schiefer des gleichen Gebietes, Beutenbergkonglomerat im niederschlesischen Culm, Posener Flammenton, vielleicht auch die bunten Gesteine des norddeutschen Eocän). Für diese vierte Gruppe der bunten Gesteine ist bezeichnend, wie die Verhältnisse des Vogtlandes zeigen, „daß die bunte Färbung nicht an einzelne Schichten geknüpft ist, sondern in gewissen Gebieten alle umfaßt, nur daß einzelne kräftiger getroffen sind als andere“; nur diese möchte Verf. nach ihrer Verbreitung auf alten Hochflächen, nach der Art der Gesteinszersetzung und der Eisen- und Kieseldurchtränkung sowie nach den Farbentönen als „rechte lateritische Oberflächenbildung“ ansprechen.

- Crosby, W. O.: Physiographic Relations of Serpentine, with special Reference to the Serpentine Stock of Staten Island, N. Y. (Journ. of Geol. **22**. 582—593. 1 Fig. 1914.)
- Besborodko, N.: Serpentinzug, seine Chromeisenerze und Nebengesteine im Maikoper Distrikt des Kubangebietes (Nord-Kaukasus). Nowotscherkask 1913.
- Kraft, Ph.: Über die genetischen Beziehungen des dichten Magnesits zu den Mineralien der Nickelsilikatgruppe. (Arch. f. Lagerst.-Forsch. usw. **20**. 5 Taf. 13 Fig. 1915.)
- Percival, F. B.: Bauxite deposits in Dutch Guiana. (Eng. Min. J. vom 27. März 1915.)
- Walther, J.: Das geologische Alter und die Bildung des Laterits. (PETERM. Mitt. **62**. 1—7, 46—53. Taf. 3. 1916.)
- Blank, E.: Die neue kolloidchemische Forschungsrichtung in der Bodenkunde in ihrer Beziehung zur Geologie. (Geol. Rundsch. **6**. 405—414. 1915.)
- Lang, R.: Über die Bildung von Bodentypen. (Geol. Rundsch. **6**. 242—263. 1915.)
- Häberle, D.: Die gitter-, netz- und wabenförmige Verwitterung der Sandsteine. (Geol. Rundsch. **6**. 264—285. 2 Taf. 1914.)
- Vogel von Falckenstein (†), F.: Die Molkenböden des Bram- und Reinhardswaldes im Buntsandsteingebiet der Oberweser. II. (Internat. Mitt. f. Bodenkunde. 1915. 24 p.)
- Tamm, O.: Beiträge zur Kenntnis der Verwitterung in Podsolböden aus dem mittleren Norrland. (Bull. Geol. Inst. Upsala. 183—204. 1 Beilage. 2 Fig. 1915.)
- Versluys, J.: De capillaire Werkingen in den Bodem. 136 p. 25 Fig. Amsterdam 1916.
- Russel, J.: Boden und Pflanze. Übersetzt und bearb. von H. BREHM. 243 p. 9 Fig. Dresden und Leipzig 1914.

---

### Experimentelle Petrographie.

**Ch. Brioux** et **M. Guerbet**: Evolution du soufre dans le sol; étude sur son oxydation. (Compt. rend. **156**. 1476—1479. 1913.)

Die Verf. studieren den Oxydationsprozeß von Schwefelblumen, die sie zu etwa 0,4 % verschiedenen feuchten Böden in Glasröhren beimischen. Die Feuchtigkeit wurde auf 20 % gehalten. Außerdem wurde den Böden noch 0,5 % Saccharose, Stärke oder auch Pepton hinzugefügt; die beiden ersteren verzögern die Oxydation merklich. Es scheinen verschiedene Bakterienarten den Prozeß zu fördern, deren eine die Oxydationsgeschwindigkeit auf das Fünffache erhöht. Diese Überführung von S in SO<sub>2</sub> scheint z. T. auf dem Umwege über H<sub>2</sub>S stattzufinden.

**Johnsen.**

- Nacken, R.: Über das Wachsen von Kristallpolyedern in ihrem Schmelzfluß. (Dies. Jahrb. 1915. II. 133—401. 1 Taf. 8 Fig.)
- Johnston, J.: Pressure as a Factor in the Formation of Rocks and Minerals. (Journ. of Geol. **23**. 730—747. 2 Fig. 1915.)
- Druck als ein Faktor der Mineral- und Gesteinsbildung. (Dies. Jahrb. 1915. II. 89—108. 2 Fig.)
- Tarr, W. A.: A Study on some Heating Tests, and the Light they Throw on the Cause of the Disaggregation on Granite. (Econ. Geol. **10**. 348—367. 2 Fig. 1915.)
- Sosman, R. B., J. C. Hostetter and H. E. Merwin: The Dissociation of Calcium Carbonate below 500° C. (Journ. Wash. Acad. of Sc. **5**. 563—569. 1915.)
- Rankin, G. A.: Das ternäre System: Calciumoxyd—Aluminiumoxyd—Silicium-2-oxyd. (Zeitschr. f. anorg. Chem. **92**. 213—296. 19 Fig. 1915.)
- Druckfehler und Verbesserungen zur Abhandlung von G. A. RANKIN: Das ternäre System: Calciumoxyd—Aluminiumoxyd—Silicium-2-oxyd. (Zeitschr. f. anorg. Chem. **93**. 327—328. 1915.)
- Jänecke, E.: Eine kurze Bemerkung zu G. A. RANKIN über das ternäre System: Calciumoxyd—Aluminiumoxyd—Siliciumdioxyd. (Zeitschr. f. anorg. Chem. **93**. 271—272. 1915.)
- Bowen, N. L.: Das ternäre System: Diopsid—Anorthit—Albit. (Zeitschr. f. anorg. Chem. **94**. 23—50. 13 Fig. 1916.)
- Johnston, J. and L. H. Adams: Observations on the Daubrée Experiment and Capillarity in Relation to certain Geological Speculations. (Journ. of Geol. **22**. 1—15. 3 Fig. 1914.)
- Ritzel, A.: Über die Bildung von Mischkristallen. (Chem. d. Erde. **1**. 270—293. 1 Fig. 1915.)

---

### Bautechnische Untersuchungen.

- Hirschwald, J.: Leitsätze für die praktische Beurteilung, zweckmäßige Auswahl und Bearbeitung natürlicher Bausteine. 36 p. 18 Fig. Berlin 1915.

---

### Europa.

#### c) Deutsches Reich.

O. H. Erdmannsdörffer: Über den Granitporphyrgang am Bahnhof Elbingerode. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **67**. - 141—153-. 1915.)

Der Granitporphyrgang am Bahnhof Elbingerode durchsetzt in einer Mächtigkeit von annähernd 52 m mit Streichen von N 20° W bei steilem Ostfallen den Stringocephalenkalk, den er am gut aufgeschlossenen östlichen Salband auf mehrere Meter in einen zuckerkörnigen Marmor umgewandelt hat. Er besitzt am Ostsalband eine 5 m mächtige dunklere Randzone, die

Grenze gegen das hellere Gestein im mittleren Teil des Bruches, den sog. „Orthoklasporphyr“ der älteren Literatur, ist ziemlich scharf und verläuft dem Salband genau parallel; in dem dunkleren Salband besitzt der der Grenze anliegende, ungefähr 50 cm mächtige Teil eine hellere Grundmasse als der vom Salband entferntere.

Die Bestimmung der  $\text{SiO}_2$  (von ESCHWEILER ausgeführt, die mit E bezeichneten vom Verf.) zeigt nun, daß der hellere Teil des dunklen Salbandes reicher an  $\text{SiO}_2$  ist als der dunkle und daß die Grenze zwischen beiden auch chemisch scharf ist, hingegen ist die Grenze des basischeren Teils des dunklen Randgesteins gegen das helle Hauptgestein undeutlich und die makroskopisch sichtbare Grenze nicht gleichzeitig eine chemische.

|                     |                   | Abstand vom<br>östlichen Salband<br>in cm | $\text{SiO}_2$ |         |
|---------------------|-------------------|---|----------------|---------|
| dunkles Salband     | hellerer<br>Teil  | 0 . . . . .                               | 69,26          | E 69,68 |
|                     |                   | 20 . . . . .                              | 69,93          | E 69,26 |
|                     | 40 . . . . .      | 68,19                                     |                |         |
|                     | 50 . . . . .      | 68,34                                     |                |         |
|                     | dunklerer<br>Teil | 55 . . . . .                              | 61,33          |         |
| 70 . . . . .        |                   | 63,25                                     |                |         |
| 200 . . . . .       |                   | 62,29                                     |                |         |
| 490 . . . . .       |                   | 62,59                                     |                |         |
| helles Hauptgestein |                   | 500 . . . . .                             | 64,12          |         |
|                     | 505 . . . . .     | 62,20                                     |                |         |
|                     | 2000 . . . . .    |   | E 69,72        |         |

Nach ihrer chemisch systematischen Stellung gehören die Gesteine des äußersten (hellen) Salbandes (Anal. I) und der Gangmitte (Anal. III) zum Granitporphyr, der dunklere Teil des Salbandes (Anal. II) zum Syenitporphyr, wie die unten mitgeteilte Analysentabelle zeigt, die unter 4 und 5 ältere Analysen von STRENG zum Vergleich enthält; es ist also in einem 52 m breiten Gang von Granitporphyr eine 4,5 m mächtige, dem Salband genäherte und ihm parallel verlaufende, aber nicht, wie gewöhnlich, am Salband selbst liegende Zone eines syenitporphyrähnlichen Gesteins eingeschaltet.

Die Grundmasse der dunklen Randzone ist bis zu 2 m von der Grenze sphärolithisch mit einem feinkörnigen Gemenge von Kalifeldspat und Quarz zwischen den Kugeln, das auf Kosten dieser mit der Entfernung vom Salband zunimmt; zwischen 70 und 100 cm werden die Sphärolithe seltener und sind bei 200 cm auf Spuren von mikropegmatitischen Partien beschränkt. Der Übergang vollzieht sich ganz allmählich und die Grenze

bei 50 cm macht sich in keiner Weise geltend. Hingegen macht sich ein Unterschied an dieser Grenze für die Einsprenglinge geltend: die Größe der Feldspate, besonders Plagioklase, nimmt erheblich zu, auch ihre Korrosion. Für die ganze syenitporphyrische Zone sind glomerophyrische Zusammenballungen der Einsprenglinge zu Häufchen von über 1,5 cm Durchmesser charakteristisch, an denen sich auch Pseudomorphosen von Bastit nach rhombischem Pyroxen beteiligen. Der Anteil der Einsprenglinge steigt von 8—10 % des sauren Salbandes bei dem basischen Anteil auf etwa 25 %; Quarz als Einsprengling fehlt dem ganzen Salband, also auch dem sauren Anteil.

Der helle Granitporphyr unterscheidet sich an der makroskopisch sichtbaren Grenze gegen das Salband sofort durch seine Einsprenglinge, die großen rötlichen Orthoklase und Quarz sowie seinen Gehalt an Granat (zusammen 17—19 % des Gesteins); die Korngröße der Grundmasse weist hingegen keinerlei Unterschied gegenüber dem mikrogranitporphyrisch struierten Teil des Salbandes auf.

Nach dem ganzen Verhalten kann weder der Syenitporphyr durch nachträgliches Eindringen, noch die saure Randzone als lokaler Nachschub erklärt werden; ebensowenig kann man an eine Diffusion basischen Materials nach der abkühlenden Fläche oder eine fraktionierte Kristallisation denken; nach Ansicht des Verf.'s wird dem vorliegenden Fall die Annahme der Intrusion eines chemisch inhomogenen Magmas am besten gerecht.

Die Korngröße der Grundmasse entspricht völlig den Verhältnissen, wie sie bei einer Intrusion eines gleichmäßig temperierten Magmas zu erwarten sind, die Zunahme der Größe der Einsprenglinge in der Richtung Salband → Mitte möchte Verf. als eine Salbandfunktion auffassen, den Sprung in den Größenverhältnissen, der sich an beiden Grenzen des syenitporphyrischen Anteils zu erkennen gibt, führt er auf die stoffliche Verschiedenheit der Magmateile zurück, bezeichnet allerdings die glomerophyrischen Einsprenglinge des Syenitporphyrs als „zweifellos“ intratellurisch.

Bei der Erörterung dieser Verhältnisse wendet er sich gegen eine „zu allgemeine“ Anwendung der MILCH'schen Hypothese, die die Korrosion der intratellurischen Einsprenglinge durch Mischung verschieden temperierter Magmateile erklärt (dies. Jahrb. 1905. II. 1), auf die Verhältnisse stofflich homogener Gänge.

Sodann gibt Verf. eine Übersicht über die kontinuierliche Reihe, die in den Mittelharzer Gängen vom Diabas zum Granitporphyr führt, teilt zwei neue Analysen (VI und VII) von Enstatitporphyrit mit, beschreibt Einschlüsse von Enstatitporphyrit in der Syenitporphyryzone von Elbingerode, die mehr die Eigenschaften endogener als exogener Einschlüsse besitzen, und macht schließlich darauf aufmerksam, daß alle diese Gesteine analoge Formen in den Gesteinen des Brockengebietes, besonders in den Augit- und Hornblendegraniten sowie Dioriten besitzen.

|                                    | I.     | II.    | III.  | 4.     | 5.     | VI.                     | VII.                |
|------------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------------------------|---------------------|
| SiO <sup>2</sup> . .               | 69,93  | 61,37  | 66,92 | 68,74  | 61,87  | 56,58                   | 56,53               |
| TiO <sup>2</sup> . .               | 0,15   | 0,27   | 0,14  | —      | —      | 0,91                    | 0,82                |
| Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . | 12,97  | 14,34  | 14,28 | 15,27  | 15,76  | 15,46                   | 15,72               |
| Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . | 0,63   | 1,62   | 0,94  | —      | —      | 1,00                    | 1,78                |
| FeO . .                            | 4,70   | 6,60   | 3,69  | 4,54   | 7,31   | 6,81                    | 6,72                |
| MnO . .                            | —      | —      | —     | 0,18   | 0,28   | —                       | —                   |
| MgO . .                            | 0,20   | 1,69   | 0,73  | 0,80   | 1,48   | 4,90                    | 4,83                |
| CaO . .                            | 1,35   | 2,51   | 1,52  | 1,87   | 2,04   | 5,98                    | 5,80                |
| Na <sup>2</sup> O . .              | 3,18   | 3,33   | 3,11  | 1,66   | 3,67   | 2,64                    | 2,25                |
| K <sup>2</sup> O . .               | 4,67   | 4,37   | 5,42  | 4,35   | 4,29   | 2,74                    | 3,00                |
| H <sup>2</sup> O . .               | 1,15   | 2,55   | 2,09  | 1,93   | 0,75   | 0,88                    | 1,78                |
| CO <sup>2</sup> . .                | 0,65   | 0,96   | 0,72  | 1,15   | 3,09   | 1,66                    | 0,72                |
| S . . . .                          | 0,36   | 0,04   | 0,07  | —      | —      | 0,26 (SO <sup>3</sup> ) | 0,14                |
| P <sup>2</sup> O <sup>5</sup> . .  | 0,14   | 0,37   | 0,35  | —      | —      | 0,29                    | 0,28                |
| Sa.                                | 100,08 | 100,02 | 99,98 | 100,49 | 100,54 | 100,11                  | 100,37 <sup>1</sup> |
| Anal.:                             | EYME   | EYME   | EYME  |        |        | KLÜSS                   | EYME                |

- I. Gestein 20 cm vom östlichen Salband. Elbingerode, Bruch am Bahnhof.
- II. Gestein ca. 60 cm vom östlichen Salband. Elbingerode, Bruch am Bahnhof.
- III. Gestein der Gangmitte. Elbingerode, Bruch am Bahnhof.
4. Gestein aus demselben Bruch, nach STRENG. Elbingerode, Bruch am Bahnhof.
5. „Syenitporphyr“. Kirche von Trautenstein, nach STRENG.
- VI. Enstatitporphyr. Steinbruch an der Bolmke.
- VII. Enstatitporphyr. Steinbruch auf dem Bodenber. südlich Elbingerode. Spez. Gew. 2,793. Milch.

**E. Harbort:** Über ein graphitführendes Pegmatitgeschiebe aus dem Diluvium vom Liszaguraberge bei Wronken in Masuren. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **67.** -176—181-. 1915.)

Verf. beschreibt ein nordisches Geschiebe von einem Syenitpegmatit, gelegentlich durch Quarz in einen Granitpegmatit übergehend, das als wesentlichen Gemengteil Graphit in 1 cm im Durchmesser erreichenden Tafeln enthält. Die Tafeln sind selten randlich durch flache Rhomboeder kristallographisch begrenzt, häufig zu Rosetten angeordnet und weisen sehr schöne Dreiecksstreifung auf; der Graphit tritt außer in selbständigen Blättern auch als Einschluß im Feldspat auf, ist also aus der schmelzflüssigen Lösung auskristallisiert. Milch.

<sup>1</sup> Nicht 100,42.

- Utendörfer, A.: Beiträge zur Petrographie des Hühnberggesteins zwischen Schmalkalden und Friedrichroda. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 623—633, 642—653. 4 Fig.)
- Ullrich, E.: Beiträge zur Kenntnis der Quarzporphyre in der Umgebung von Oberschönau i. Thür. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 577—589, 606—616.)
- Meigen, W. und G. Stecher: Chemische Untersuchungen über die Gesteine der Limburg bei Sasbach am Kaiserstuhl. (Mitt. Großh. Bad. Geol. Landesanst. 8. 163—190. 4 Fig. 1915.)

### k) Österreich-Ungarn.

B. Ježek: Über den Melaphyr aus der Umgebung von Stav und Lužany bei Jičín. (Sborník Klubu přírodovědeckého. Prag 1913. No. VII. 4 p. Mit 1 Karte im Text.)

Der von JOKÉLY an den genannten Stellen zwischen Jičín und Neu-Paka kartierte „Porphyre“ ist ein Melaphyr, der durch Verwitterung rote Farbe angenommen hat. Die Struktur ist ophitisch mit porphyrisch ausgeschiedenen Plagioklasen, Olivin zumeist zu Serpentin, Augit völlig zu Chlorit umgewandelt, Feldspäte beider Generation stark getrübt. Der Quarz ist immer sekundär oder gehört fremden Einschlüssen an.

Dichte des Gesteins = 2,62.

Analysen (E. SKARNITZL):

SiO<sub>2</sub> 59,25, FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,69, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,47, CaO 7,43, MgO 0,57, K<sub>2</sub>O 3,77, Na<sub>2</sub>O 5,36, H<sub>2</sub>O 4,94; Sa. 101,48. F. Slavik.

R. Kettner: Über die Eruptivgesteine an der Moldau zwischen den Skt. Johanns-Stromschnellen und der Be-runkamündung. (Anzeiger d. V. böhm. Naturf.- u. Ärztetages 1914. 327—328, ausführlicher im Sborník české společnosti zeměvědné 1914. 196—200. Böhmisch.)

Das älteste Eruptivgestein des Gebietes ist der effusive Spilit algonkischen Alters bei Závist vis-à-vis Königsaal; alle übrigen Eruptivgesteine sind intrusiv und, wie BARVÍŘ und seine Schüler nachgewiesen haben, gehören dem Magma des mittelböhmischen Granitmassivs an. Die ältesten von ihnen sind Lagergänge von Diabas an den Moldaufuern bei Závist und Záběhlic und besonders die Porphyre, welche zwischen Točná und Jiloviště sowie zwischen Davle und Mníšek auftreten; in der letzteren Gegend zeigten die tektonischen Studien des Vorf.'s, daß der Porphyrkörper die Gestalt eines Lakkoliths vom „Zederbaumtypus“ CH. W. CROSS' mit zahlreichen von ihm ausgehenden Lagergängen hat und daß dessen Entstehung der variszischen Hauptfaltung vorangegangen ist. Die folgende

Eruptionsphase lieferte Intrusivgesteine, deren geologisches Vorkommen durch die NNO-Richtung charakterisiert ist. Es ist die mächtige Euler Zone von druckschiefrigen und -metamorphen Porphyren und Grünsteinen, sowie einige Diabasgänge, hauptsächlich bei Davle. Die Euler Zone selbst wird von Diabasen, diese von jüngeren Minetten von SO-Richtung durchsetzt. Der mittelböhmische Granit ist, wie BARVÍŘ bewiesen hat, jünger als alle genannten Eruptivgesteine, ausgenommen die Minetten, deren Stellung zu ihm nicht ganz geklärt ist. Spuren von Druckmetamorphose usw. fehlen im Granit. Aplitische und dioritische Nachschübe sind im Granitgebiete häufig.

F. Slavik.

**Jos. Woldřich:** Eruptivgesteine im Kalkstein von Zechovic bei Volyň und ihre Kontaktwirkung. (Anzeiger d. V. böhm. Naturf.- u. Ärztetages. Prag 1914. 327. Böhmisches.)

An genanntem Orte ist der kristallinische Kalkstein (ein Lager im Paragneis) von Minette, Syenitporphyr, Pegmatit und Aplit durchdrungen. Die Augitminette ist reich an z. T. zu Pilit umgewandeltem Olivin. Der Syenitporphyr ist druckschieferig. Die Apliten und Pegmatite enthalten manchmal, wohl infolge endogener Kontaktmetamorphose, Granat und grünlichen Pyroxen. Die unregelmäßigen, von Kalkstein umgebenen Stücke von Pegmatitgängen bezeugen die Plastizität der Kalksteine bei der Faltung. Der Kalkstein enthält Graphitstreifen und nahe den Ganggesteinen Phlogopit, Spinell, Olivin, Magnetit, Epidot, Klinozoisit, Chondroit, Sphalerit, Granat, Rutil und Apatit.

F. Slavik.

**R. Sokol:** Über den Gneis des Čerchovberges. (Anzeiger d. V. böhm. Naturf.- u. Ärztetages 1914. 328. Böhmisches.)

Am Čerchov (nahe der böhmisch-bayerischen Grenze zwischen Taus und Furt im Walde) ist hauptsächlich ein Flasergneis entwickelt, neben dem auch knoten-flaseriger, gestreifter Gneis u. a. Strukturabänderungen vorkommen. Die Hauptbestandteile des Gneises sind Quarz, Orthoklas, Anorthoklas, Mikroklin, saurer Plagioklas, in der Regel auch Sillimanit, mitunter Cordierit und Granat. Muscovit ist untergeordnet. Myrmekit stellenweise vorhanden. Die Struktur ist in den hellen Streifen granoblastisch und etwas diablastisch, in den dunkleren ausgesprochen lepidoblastisch. Am interessantesten ist der Anorthoklas (vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1914. 560). Die Gneise des Čerchov enthalten zwar typomorphe Mineralien der untersten GRUBENMANN'schen Tiefenzone, zeigen aber eine bedeutende Flaserigkeit und Schieferigkeit wie in der mittleren Zone. Diese Beschaffenheit erklärt Verf. durch die Annahme einer Piezo-kontaktmetamorphose mit Aplitinjektionen.

F. Slavik.

### Asien. Malaischer Archipel.

- Fuchs, E.: Beiträge zur Petrographie Palästinas und der Hedschasprovinz. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XL. 1 Taf. 2 Fig. 1915.)
- Wunderlin, W.: Beiträge zur Kenntnis der Gesteine von Südost-Celebes. Diss. Straßburg 1913.
- Abendanon, E. C.: Geologische en geographische door-kruisingen van Midden-Celebes. Bd. I—III. 'S-Gravenhage 1915.

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

### Allgemeines.

R. Beck: Über einige problematische Fundstücke aus Erzgängen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 67. -83—91-. 3 Taf. 1915.)

Verf. beschreibt ein „elefantenzahnartiges Gebilde“ vom Erzgang Katharina Flacher bei Weißer Hirsch (Schneeberg), ein 23,5 cm langes Gebilde mit elliptischem Querschnitt, dessen große Achsen am dicken Ende 2,5 cm, am dünnen 1 cm betragen; es fand sich in dem hangenden breccienartigen Trum, das Scherben einer älteren quarzigen Gangfüllung und Bruchstücke von Granit, verkittet durch ein kieseliges Bindemittel, enthält und an der Fundstelle des „Zahns“ ebenso wie dieser als eine sehr feinkörnige Reibungsbreccie von Gangquarz ausgebildet ist. Ein Vergleich mit weniger extrem ausgebildeten Gebilden von dem gleichen Trum führt zur Deutung, daß es sich um Absonderungserscheinungen infolge von Schrumpfung unter Mitwirkung eines exogenetischen Drucks handelt, der normal konzentrisch-schalige Ellipsoide erzeugt, die in extremsten Fällen zahnförmig werden können; die Schrumpfung wird durch starke Erwärmung beim völligen Zermahlen eines Quarzkörpers und die auf die hierdurch hervorgerufene Ausdehnung folgende Zusammenziehung nach teilweisem Nachlassen des Druckes erklärt. Ein ähnliches Gebilde fand sich in Schlaggenwald in der Großen Pinge in einem protoklastisch struierten Aplit; auch hier stoßen unmittelbar Gangbreccien mit großen eckigen Bruchstücken an das feinkörnige Trum an: die sonderbare Absonderung ist in diesem Falle die Folge der Kontraktion eines sich abkühlenden, eben erstarrten Eruptivgesteins.

Ein zylindrischer Greisenkörper von Altenberg im Erzgebirge (14 cm lang mit ovalem Querschnitt von 5—6 bzw. 7—8 cm Durchmesser), ein echter Zwitter mit einer 2—5 mm dicken konzentrischen Schale aus Splitterchen des gleichen Gesteins, wird hingegen als Ganggeröllbildung erklärt; eine schräge Streifung der Außenseite des Stückes ist die Folge eines gleichzeitig mit der Auswalzung vor sich gehenden Abwärtsgleitens des Stückes innerhalb der Verwerfungsspalte.

Milch.

Ravicz, L. G.: Experiments in the Enrichment of Silver Ores. (Econ. Geol. 10. 368—389. 1915.)

---

### Golderze.

- Przyborski: Der Goldbergbau in Französisch-Ober-Guinea. (Techn. Blätter d. D. Bergw.-Z. 1915. 76—77.)
- Tyrrel, J. B.: Gold-bearing gravels of Beauce-county, Quebec. (Bull. Amer. Inst. Min. Eng. 1915. 609—620. 1 Fig.)
- Lee, W. T.: The Aztec Gold Mine, Baldy, New Mexico. (U. S. Geol. Survey. Bull. 620-N. 325—330. 1916.)
- Hatch, F. H.: The Past, Present and Future of the Gold-Mining Industry of the Witwatersrand, Transvaal. (Proc. Instit. of Civil Engineers. 186. 1910—1911. Part IV.)
- 

### Silbererze.

- Werner, H.: Ursprung, Alter und Entstehung der Mineralien in den Silbererzgängen von St. Andreasberg i. H. (Nieders. geol. Ver. 8.)
- Nissen, A. E. and S. Hoyt: Occurrence of silver in argentiferous galena ores. (Econ. Geol. 10. 172—179. 1915.)
- 

### Kupfererze.

- Stickney, A. W.: The Pyritic Copper Deposits of Kyshtim, Russia. (Econ. Geol. 10. 593—633. 2 Taf. 2 Fig. 1915.)
- Richard, L. M.: Copper Deposits in the „Red Beds“ of Texas. (Econ. Geol. 10. 634—650. 1915.)
- Posnjak, E., E. T. Allen and H. E. Merwin: The Sulphides of Copper. (Econ. Geol. 10. 491—535. 6 Fig. 1915. — Zeitschr. f. anorg. Chem. 94. 95—138. 6 Fig. 1916.)
- Sommers, R. E.: Geology of the Burro Mountains copper district, New Mexico. (Bull. Amer. Inst. Min. Eng. 1915. 957—996. 25 Fig.)
- 

### Quecksilbererze.

- Kropač, J.: Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugesbietes Idria. (Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 60. 25 p. 30 Taf. 6 Fig. 1912.)
- Mücke, K. v.: Die Zinnobervorkommen seitlich des Ampeltals im Siebenbürgischen Erzgebirge. (Österr. Zeitschr. 1914. 750—752. 1 Fig.)
-

## Eisen- und Manganerze.

- Raefler, Fr.: Die Brauneisenlagerstätten Oberschlesiens. Diss. Berlin 1915. (Archiv f. Lagerstättenforschung. **22**. 100 p. 9 Taf. — Zeitschr. Oberschles. Berg- u. Hüttenm. Ver. 1915.)
- Oebbecke, W.: Die Eisenerze der Fränkischen Alp und der Oberpfalz. (Bayr. Ind.- u. Gew.-Bl. 1914. 363—367.)
- Nicou, P.: Eisenerzlagerstätten in Ost- und Westfrankreich. (Stahl u. Eisen. 1915. 198—199. 1 Fig.)
- Eisenreich, O.: Die Eisenerzlagerstätten von Grängesberg in Mittelschweden. (7. Jahresber. d. Freib. Geol. Ges. 63—68. 1914.)
- Middendorff, v.: Sulitjelma. (7. Jahresber. d. Freib. Geol. Ges. 16—29. 1914.)
- Grosch, P.: Die Eisenerzlagerstätten von Bilbao. (Geol. Rundsch. **5**. 393—400. 1 Fig. 1915.)
- Philipp: Die Manganerzfelder von Gödjek am Golf von Makri in Kleinasien. („Bergbau“. Gelsenkirchen 1915. 73—75, 115—116, 129—130.)
- Wittich, E.: Über Eisenlager an der Nordwestküste von Nieder-Kalifornien. (Centralbl. f. Min. etc. 1915. 389—395. 2 Fig.)
- Hartwig, A.: Die Eisenindustrie in Chile. (Mitt. d. Deutsch-Südamerikan. Inst. 1915. 12—39.)
- Weld, C. M.: The ancient sedimentary Iron Ores of British India. (Econ. Geol. **10**. 435—452. 6 Fig. 1915.)
- The Oriskany Iron Ores of Virginia. (Econ. Geol. **10**. 399—421. 4 Fig. 1915.)
- Geijer, P.: Some Problems in Iron Ore Geology in Sweden and in America. (Econ. Geol. **10**. 299—329. 2 Fig. 1915.)

## Zinnerze.

R. Tronquoy: Modifications des épontes des filons stannifères de la Villeder (Morbihan). (Compt. rend. **154**. 899—901. 1912.)

Die Salbänder der Zinnerzgänge des Granites von La Villeder im Morbihan sind im Ausstreichenden fast vollkommen sandig, während nach der Tiefe hin der Granit mehr intakt ist. Jene Lockerung ist also lediglich eine Wirkung von Tagewässern.

Die tieferen Partien des aus Biotit, Muscovit, Mikroklin, Albit und Quarz bestehenden Granites sind nach dem Gang hin verändert. Der Biotit verschwindet, der Mikroklin wird durch Albit verdrängt, die Quarzmenge verringert sich und die Muscovitmasse nimmt zu, auch tritt Apatit in den Gesteinsverband ein; der Albit bleibt frisch.  $\text{Na}_2\text{O}$  steigt von 3,5 bis auf 6,5 % in den Salbändern, während  $\text{K}_2\text{O}$  nicht oder nur wenig anwächst; auch  $\text{Al}_2\text{O}_3$  nimmt um mehrere Prozent zu.

Die an anderen Zinnstein-Gängen häufige Bildung von Topas und Turmalin tritt offenbar nur dann ein, wenn neben dem Fluor kein Alkali zugeführt wird. Bei La Villeder aber herrscht Alkalizufuhr, und es tritt das Fluor in Muscovit ein.

Johnsen.

---

**W. T. Dörpinghaus:** Die Amblygonitgänge von Caceres in Spanien und ihr genetisches Verhältnis zu den Zinnsteinvorkommen (ein neuer Typus pneumatolytischer Lagerstätten). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 66. -342—351-.)

Verf. erblickt in den genetischen Beziehungen, in denen die bekannten Phosphatlagerstätten von Estremadura Alta in Spanien an einer örtlich beschränkten Stelle, bei Caceres, zu einem lithiumreichen Zinnsteinvorkommen stehen, einen neuen Beweis für die Entstehung dieser Phosphatlagerstätten im Zusammenhang mit der Bildung saurer Eruptivgesteine. Diese Zinnsteinlagerstätte von Caceres, ein saiger stehendes Gangbündel und ein flach liegender Gang, in der der Zinnstein und das Lithiumfluoraluminiumphosphat, der Amblygonit, „als wirtschaftlich gleichwertige Komponenten der Lagerstätte“ auftreten, findet sich dort, wo der sich vom Kap Finisterre bis zum Guadalquivir erstreckende Zug der iberischen Zinnwolfram- und Uranvorkommen den Phosphatbezirk schneidet, und liegt 3 km entfernt von einer dem Granitkontakt parallel laufenden, 2500 m breiten Phosphatzone in der gleichen Silur-Devonscholle, in der auch dieses Phosphatband sich findet. Sie besteht aus gut ausgebildeten Gängen von Amblygonit, auf denen durch spätere Zufuhr sich Zinnstein und Quarz abgeschieden haben.

Der Amblygonit, rein weiß, mit Spaltung nach zwei Richtungen und deutlichem Perlmutterglanz, einer Doppelbrechung von der Höhe des Quarzes, optisch negativ, mit lamellarem Zwillingsbau, mit Neigung zur Zersetzung zu Kaolin oder zu Tonerde, tritt in richtungslos körnigem Gefüge auf; auf Gängchen dringt Quarz in ihn ein, der ihn gelegentlich ganz verdrängen kann. Zinnstein findet sich entweder perlschnurartig auf Spalten in der Mitte des Ganges oder er liegt symmetrisch an den Salbändern oder er umkrustet Fragmente von Amblygonit, wobei Quarz als eine Art Zement auftritt; u. d. M. zeigt er zonaren Bau und deutlichen Pleochroismus (lichtbraun mit einem Stich ins Grünliche und lebhaft braun). Ganz vereinzelt wurde Zinnkies beobachtet, mit ihm zusammen Apatit und Flußspat. Gleichalterig mit dem Zinnstein ist Glimmer, der sich im Gang in erheblicher Menge findet, reiner Muscovit ohne Spuren von Li und F und daher kein Zersetzungsprodukt des Amblygonit, sondern auch pneumatolytisch gebildet. Nur ein kleiner Teil des Quarzes ist gleichalterig mit dem Zinnstein; nach seiner Ausscheidung und nach einer Zertrümmerung des Erzes sind kieselsäurehaltige Lösungen in erheblicher Menge in den Gang eingedrungen, aus denen sich die Hauptmenge des Quarzes ausgeschieden hat. Diese Reihenfolge weicht von der in Zinnerzlagernstätten

gewöhnlich beobachteten in charakteristischer Weise insofern ab, als hier die Bildungen der Phosphorsäure und der Flußsäure älter als der Zinnstein sind, während sie sonst als die jüngsten Bildungen auftreten.

Durch diese Eigentümlichkeiten unterscheiden sich die Amblygonitgänge von den übrigen pneumatolytischen Lagerstätten; sie reihen sich einerseits an die Zinnsteingänge und die Kryolithvorkommen andererseits an, bilden aber auch einen Übergang zwischen Zinnsteingängen und mit sauren Eruptivgesteinen im Zusammenhang stehenden Apatit- resp. Phosphoritlagerstätten. **Milch.**

---

Schaller, W. T.: Cassiterite, San Diego Co., Cal. (U. S. Geol. Survey. Bull. 620-P. 351—354. 1916.)

Kato, T.: The pyrrhotite tin vein of the Mitaté min, Prov. Hyuga, Japan. (Journ. of the Geol. Soc. of Tokyo. 21. 9—31. 2 Taf. 3 Fig. 1914.)

---

### Wolframerze.

**T. L. Walker:** Recently discovered Wolframite deposits in New Brunswick. (Ec. Geol. 1911. 6. No. 4. 396—398.)

Der Wolframit, welcher laut Analyse  $2\text{FeWO}_4 + \text{MnWO}_4$  ist, tritt zusammen mit Molybdänglanz in Quarzgängen auf, welche unweit einem Granitkontakte Schiefer durchsetzen. **Weigel.**

---

### Molybdänerze.

**J. B. Ferguson:** The Occurrence of Molybdenum in Rocks with special reference to those of Hawaii. (Amer. Journ. of Sc. 187. 399—402).

In einem gewissen Gegensatz zu der bekannten Angabe HILLEBRAND's, daß Mo auf kieselsäurereichere Gesteine beschränkt sei, fand Verf. in einem Basalt des Halemaumau 0,01 % Mo und in einem Basalt aus dem Kraterboden des Kilauea deutliche Spuren dieses Elementes. Da HILLEBRAND zufällig keine alkalireichen basischen Gesteine auf Mo geprüft hatte, untersuchte Verf. einige derartige Gesteine, fand aber in ihnen kein Mo. **Milch.**

---

Schmidt, C.: Das Vorkommen von Gelbbleierz im Höllental bei Garmisch (Oberbayern). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 93—105. 7 Taf. 1915.)

---

### Vanadinerze.

Hänig, E.: Das Vanadium und seine Bedeutung für die Eisen- und Stahlindustrie. (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1914. 215—218, 230—234, 243—246, 257—260.)

---

### Schwefel.

Papp, K. v.: Die Schwefellagerstätte von Sizilien. (Österr. Z. 62. 656—659. 1914.)  
 Hunt, W. F.: The Origin of the Sulphur Deposits in Sicily. (Econ. Geol. 10. 543—579. 11 Fig. 1915.)

---

### Kieslagerstätten.

Berg, M.: Die Entstehung lagerförmiger Sulfidmassen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 45—52. 1915.)  
 Howe, E.: Sulphide-Bearing Rocks from Litchfield, Conn. (Econ. Geol. 10. 330—347. 6 Fig. 1915.)

---

## Geologische Karten.

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Herausgegeben vom kgl. württ. statist. Landesamt. Maßstab 1:25 000. Blatt Sulz (Württ.) No. 118/Glatt (preuß.) No. 3638 von A. SCHMIDT nebst Erläuterungen (77 p.). Stuttgart 1914.

Blatt Sulz—Glatt schließt von früher erschienenen Blättern mit seinem Westrande an Blatt Alpirsbach, mit seinem Nordrande an Blatt Dornstetten an. Es gibt uns landschaftlich das Bild des sogen. „Heckengäu“ wieder, wie im einleitenden „Allgemeinen Teil“ der Erläuterungen auseinandergesetzt wird, der sich mit dem Landschaftsbild, der Anlage der Siedelungen, einem kurzen Überblick über den geologischen Aufbau und namentlich mit der Verbreitung der einzelnen Schichten befaßt. Im „Speziellen Teil“ wird die am Aufbau sich beteiligende Trias, vom Eck'schen Konglomerat des mittleren Buntsandsteins bis herauf zum *Zanclodon*-Letten des Keupers, hinsichtlich ihrer Schichtfolge und petrographischen Ausbildung eingehender besprochen. Das Eck'sche Konglomerat steht an der Blattgrenze gegen Blatt Alpirsbach in der Nordwestecke nur in verschwindender Ausdehnung an, ebenso der mittlere Buntsandstein oder Bausandstein, während das Obere oder Haupt-Konglomerat des mittleren Buntsandsteins an den

Talhängen der Glatt und des Heimbachs mit außerordentlich geröllreichen Schichten sich in etwas größerer Ausdehnung zeigt. Die Saurierknochen führenden bunten Grenzschichten gegen oben wurden im Blattbereiche nirgends besonders aufgeschlossen gefunden. Im oberen Buntsandstein ist der Plattensandstein und der Rötton ausgeschieden; die Wasserundurchlässigkeit des letzteren gibt an den Hängen des Glattales mannigfach Veranlassung zur Quellbildung. Der Muschelkalk, besonders dessen obere Abteilung, der Hauptmuschelkalk, nimmt etwa die Hälfte der Blattoberfläche ein, während der untere Muschelkalk oder das Wellengebirge, sowie der mittlere oder das Anhydritgebirge nur in der Nordwestecke des Gebietes, sowie an den Talhängen von Glatt und Neckar zum Vorschein kommen. Die Entwicklung des Muschelkalkes schließt sich derjenigen der südlichen Nachbarblätter an, gegen Norden ergeben sich für den Hauptmuschelkalk einige Abweichungen, gegen Nordwesten für das Wellengebirge. So nimmt namentlich die oberste dolomitische Region, der sogen. *Trigonodus*-Dolomit, auf Kosten der *Nodosus*-Schichten beträchtlich zu. Der Keuper, einschließlich Lettenkohle, ist bis hinauf zu den Knollenmergeln vorhanden. Der untere, graue Keuper oder die Lettenkohle, welche beinahe die Hälfte des südöstlichen Kartenanteiles einnimmt, wird in eine untere Stufe „Sandsteinzone der Lettenkohle“ und eine obere Stufe „Lettenkohlschichten“ (tonige Letten mit Dolomitzwischenlagen) gegliedert. Auf der Karte ist durch eine besondere Signatur ausgeschieden, wo Sandstein selbst ansteht oder wo nur Lettenkohlsandstein in einzelnen Bruchstücken beobachtet worden ist. Es folgt der mittlere oder eigentliche Keuper mit dem Gipskeuper, dem sehr geringmächtigen Schilfsandstein (auf der Karte nicht, nur im beigegebenen Profil ausgeschieden), den bunten Mergeln, dem Stubensandstein, der in der Südostecke ein kleines Waldplateau bildet und dem nur in einem kleinen Flecken ebenda auftretenden Knollenmergel (*Zanclodon*-Letten).

Von jüngeren Bildungen werden die Bohnerze aufgeführt, die sich südlich Dornhan in Lehmen finden. Auf der Karte sind die verlassenen Bohnerzpingen eingezeichnet, sie stoßen an die Bohnerzlehme des Nachbarblattes Alpirsbach direkt an. Die Frage über das Alter dieser Bohnerze (ob tertiär oder altdiluvial?) wird offengelassen, obwohl äußerst wohl-erhaltene hochgelegene Schotterterrassen (200 m über dem Glattbett), die in das bisher für das Neckargebiet geltende Schema der Diluvialterrassen sich nicht einpassen lassen, dazu einladen, an Bildungen ausgangs der Tertiärzeit zu denken. Diese hohen Schotter werden für altdiluvial erklärt, im Gegensatze zu zwei in 25—30 bzw. in 8—10 m Höhe über dem Neckarspiegel liegenden, der Hoch- und Niederterrasse (auf Blatt Rottweil) entsprechenden Diluvialterrassen. In der Kartenlegende sind alle über der Niederterrasse liegenden höheren Terrassen in einem Symbol zusammengezogen. Im östlichen Viertel des Blattes sind dem unteren Keuper, der Lettenkohle, stellenweise größere Partien von Lößlehm aufgelagert, z. T. bis über 3 m mächtig, äolisches Material, meist wohl aus dem Rheintal stammend, an den meisten Stellen völlig entkalkt. Wo auf

den undurchlässigen Schichten des mittleren Muschelkalkes, auf den Terebratelschiefern des unteren Muschelkalkes (mittlerer Horizont) und den Rötletten des obersten Buntsandsteins Quellen zutage treten, finden sich, besonders im Glattal, reichliche Kalktuffbildungen. Der Gehängeschutt ist, wie auf den früher erschienenen Karten, durch besondere Signatur ausgeschieden, desgleichen die humosen Bildungen und die Alluvionen.

Die in einem besonderen Abschnitt zusammengefaßte „Tektonik“ des Gebietes ist eine sehr einfache. Die Schichten fallen gleichmäßig nach SO bzw. OSO, wobei der etwas wechselnde Fallwinkel  $5^{\circ}$  nirgends überschreitet. Zwei kleine Verwerfungen mit kaum 20 m Sprunghöhe gehören der Freudenstädter Richtung NW—SO an, eine größere Verwerfung mit ca. 40 m Sprunghöhe zeigt N 60—70° O verlaufende Richtung, eine Richtung, die im Bereiche des Blattes als Hauptkluftrichtung entwickelt ist, wobei die Klüfte auf Oberflächengestaltung und Abflußrichtung der Gewässer augenscheinlich Einfluß ausgeübt haben. Ein äußerst schmaler und kleiner Grabenbruch in der Nähe der Mitte des südlichen Blattrandes setzt sich als deutliche Senke in NNO-Richtung im Gelände auf ca. 5 km Länge fort, ohne daß eine weitere Störung, in dieser seiner Fortsetzung als Terrainsenke, sich nachweisen ließe.

Der „bodenkundlich-technische“ Teil bespricht zuerst die Bodenverhältnisse in land- und forstwirtschaftlicher Beziehung. In der Farbenklärung des Blattes sind als Hauptbodenarten alle im Kartenbereiche in größerer Ausdehnung vorkommenden Bodenarten als Sand-, Lehm-, Mergel- etc. Böden ausgeschieden, wobei der größere oder geringere Gehalt an Kali, Magnesia und Kalk durch stärkeren oder schwächeren Druck der Buchstaben K, Ca, Mg in drei Stärken unterschieden ist. Die Böden, welche geringere Ausdehnung aufweisen, werden nur kurz, diejenigen größerer Verbreitung, wie die Böden des Muschelkalkes, der Lettenkohle, des Stubensandsteins und die Lehmböden, je nach ihrer Verbreitung, eingehender behandelt. Im „technischen Teile“ dieses Abschnittes werden die als Werk-, Bau-, Pflaster-, Mühl- und Schleifsteine oder als Bausand oder zu Ziegeleizwecken verwendbaren Gesteine aufgezählt. Aus der Anhydritgruppe des mittleren Muschelkalkes wurde im Gebiet der Karte früher Salz gewonnen, jetzt blüht hier nur noch die Gewinnung von Gips, der in der Hauptsache als Düngemittel verwendet wird. Auch im Gipskeuper wird stellenweise in größeren Linsen vorkommender Gips für die genannten Zwecke verwertet.

Die Gewinnung von Erzen, die sich auf Bohnerze (südlich Dornhan), sowie auf Kupfer und Bleivorkommen (bei Leinstetten) beschränkte, hat längst aufgehört. In dem Abschnitte „Hydrologisches“ werden die Quellhorizonte nochmals besonders zusammengefaßt. Ein Schlußabschnitt ist den bis jetzt noch nicht veröffentlichten Resultaten der Kohlenbohrung bei Sulz am Neckar gewidmet, die Anfang Juni 1888 begonnen und im Februar 1890 in 901 m Tiefe eingestellt wurde, nachdem unter dem Rotliegenden unmittelbar das Grundgebirge erbohrt worden. Das Bohrprofil, mit Mächtigkeitenangaben der einzelnen Schichten, ist nach den Bohrakten

sorgfältigst zusammengestellt. In dem einen der drei beigegebenen Profile ist dieses Bohrprofil eingetragen und daher in der Kartenlegende auch die für Rotliegendes und Grundgebirge (Gneis) im Profil zur Anwendung gebrachten Farben als besondere Farbenschildchen unter der Bezeichnung „Sulzer Bohrung“ eingezeichnet. Ein normales Schichtenprofil der älteren zutage tretenden Sedimentgesteine in ihrer mittleren Mächtigkeit im Maßstab 1:2500 findet sich am rechtsseitigen Kartenrand. Eine Tabelle am Schluß der Erläuterungen gibt eine Zusammenstellung von 18 mechanischen Bodenanalysen aus den verschiedensten Horizonten. Ein Anhang von drei Seiten erteilt Ratschläge für zwei lohnende Exkursionen durch das Gebiet und für kleinere Spaziergänge in der Umgegend von Sulz.

Die Karte schließt sich in Ausführung und Darstellung vollständig den seither erschienenen ausgezeichneten Blättern der neuen württembergischen geologischen Spezialkarte an.

**Plieningen.**

---

Geologische Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Herausgegeben vom kgl. württ. statist. Landesamt. Maßstab 1:25 000. Blatt Horb (Württ.) No. 107/Imnau (preuß.) No. 2631 von A. SCHMIDT nebst Erläuterungen (74 p.). Stuttgart 1915.

Das Kartengebiet gehört zu dem sogen. „oberen Gäu“ und wird im Norden von Blatt Nagold (erschienen 1909), im Westen von Blatt Dornstetten—Dettingen (erschienen 1911) begrenzt. Hinsichtlich seiner landschaftlichen Entwicklung und seines geologischen Aufbaus besitzt es den Charakter des „Strohgäu“, jenes fruchtbaren Landstriches zwischen Leonberg, Vaihingen (Enz) und Ludwigsburg, vermittelt aber doch gewissermaßen einen Übergang des, die Ostabdachung des Schwarzwalds bildenden, sogen. „Hecken-“ oder „Schlehengäu“ zu der „Strohgäu“-Landschaft. Im allgemeinen einleitenden Teile wird das Landschaftsbild, die Anlage der Siedelungen, der geologische Aufbau und die seither über dieses Gebiet erschienene geologische Literatur besprochen; daran anschließend findet man im speziellen Teil eine eingehendere Beschreibung der einzelnen am Aufbau sich beteiligenden Schichten vom unteren Muschelkalk (Wellengebirge) bis zu dem Gipskeuper des mittleren oder eigentlichen Keupers und den denselben überlagernden Diluvial- und Alluvialbildungen. Unterer und mittlerer Abschnitt des Wellengebirges sind durch Schuttmassen der Mergelplatten mit *Myophoria orbicularis* des oberen Wellengebirges verdeckt. Auch die *Orbicularis*-Platten treten kaum zutage, während das überlagernde Anhydritgebirge des mittleren Muschelkalkes, namentlich im Neckartal, anstehend zu finden ist und eine ungewöhnlich hohe Mächtigkeit dort aufweist. Die oft in mächtigen Stöcken oder Linsen vorhandenen Gipseinlagerungen im mittleren Muschelkalk sind, wo sie in Aufschlüssen sich erkennbar machen, durch besondere Signatur ausgeschieden (nach der Kartenlegende durch wellige grüne Linien, auf der

Karte selbst jedoch durch grüne Flecken gekennzeichnet). Aus diesem gipsführenden Horizont stammt wohl auch anscheinend die Quelle des Schwefelbades St. Jakob oberhalb Horb. Auf den oberen Muschelkalk, mit Trochitenkalk, *Nodosus*-Schichten und einer oberen dolomitischen Region, dem sogen. *Trigonodus*-Dolomit, folgt der untere Keuper, die Lettenkohlenstufe mit der unteren, vorwiegend sandigen, Zone und der oberen Flammendolomitzone. Der mittlere oder eigentliche Keuper tritt nur mit dem sogen. Gipskeuper als meist rote, selten graugrünlich gefärbte Mergelschiefer, deren früher wohl vorhandener Gips ausgelaugt ist, in einem langen Grabenbruch, dem sogen. Eutingen—Seebronner Graben, sowie an einer Stelle am südlichen Ostrande der Karte auf. Von jüngeren Bildungen sind diluviale Schotterterrassen, Lößlehme und Löß zu erwähnen. Die Schotterterrassen lassen sich, wie auf Blatt Sulz, in höchstgelegene altdiluviale Schotterreste (hier 130—140 m über dem heutigen Spiegel der Eyach und des Neckars) und in die diluvialen Schotterterrassen gliedern. Die letzteren zerfallen wieder in ältere Deckenschotter (90 m über dem heutigen Neckarlauf) und jüngere Deckenschotter (55—60 m über dem Neckar), Hochterrasse (25—30 m) und Niederterrasse (8—10 m über dem heutigen Flußspiegel). Auf der Karte selbst sind nur „höhere Terrassen“ und Niederterrasse ausgeschieden. Die Lößlehme bilden auf einem großen Teile des Kartengebietes die Überdeckung des unteren Keupers. Es zeigt sich, daß die Lehme im Osten bis zu größerer Tiefe hinab entkalkt sind als im Westen des Blattes, wo die Entkalkung eine mehr oberflächliche ist. Im Alluvium sind durch besondere Signaturen unterschieden: Mächtiger und wenig mächtiger Gehängeschutt, Kalkvermittlung im Schuttgebirge, Schuttkegel am Ausgange der Nebentäler, Kalktuffe, humose Bildungen und Aufschüttungen im Überschwemmungsgebiet der Flußläufe.

Die an einigen Stellen festgestellten Kalktuffe gehören, nach (D. GEYER's) Untersuchung der in ihnen enthaltenen Schneckenfauna, der nacheiszeitlichen Periode an. Aus dem Abschnitt „Tektonik“, dem in ganzseitiger Abbildung eine instruktive tektonische Skizze der Horber Umgebung beigegeben ist, ergibt sich, daß die Tektonik eine ziemlich verwickelte ist; wenn auch die wahrscheinlich ins Jungtertiär (Miocän) fallenden ca. zwei Dutzend Störungen keine besonders großen Sprunghöhen erreichen, so findet sich doch auch häufiger Wechsel des Streichens und Fallens der Schichten.

Neben zahlreichen kürzeren Verwerfungen, kleineren Gräben und Horsten verläuft hier der von Blatt Dornstetten als Fortsetzung des „Bittelbronner Keupergrabens“ herüberkommende und auf Blatt Rottenburg auch weiterhin nachgewiesene Eutingen—Seebronner Grabeneinbruch, dessen Störungszone sich auf mindestens 30 km Länge erstreckt und der im Kartengebiet mit N 70—80° O streicht. Flache, O—W verlaufende Senken der Hochfläche dürften durch die häufige O—W-Kluftrichtung hervorgerufen sein, ohne daß die Schollen dabei verworfen wurden. Die ganze Tektonik ist von entscheidendem Einflusse auf die Ober-

flächengestaltung und auch von Einfluß auf die hydrographischen Verhältnisse.

Im bodenkundlich-technischen Teile der Erläuterungen werden die Bodenverhältnisse in land- und forstwirtschaftlicher Beziehung erläutert. Größere Oberflächenteile nehmen nur *Trigonodus*-Dolomit, Lettenkohle und Lößlehm resp. Löß ein, so daß deren Verwitterungsböden eine eingehendere Betrachtung gewidmet wird. Kurze petrographische Angaben unter den einzelnen geologischen Farbenschildern am Rande der Karte geben Aufschluß über stoffliche Zusammensetzung und physikalisches Verhalten der Böden sowie über die Verbreitung sandiger, kalkiger, toniger, dolomitischer etc. Böden; besondere Farbenschildchen am Kartenrande lassen an unten eingefügten Buchstaben den Gehalt an wichtigen Pflanzennährstoffen erkennen, dessen Größe aus der Stärke des Druckes der dazu verwendeten Buchstaben entnommen werden kann. Es werden dann die nutzbaren Gesteine aufgezählt; namentlich Muschelkalk wird in zahlreichen Brüchen zu Schotterzwecken gebrochen, während *Trigonodus*-Dolomit im Hochbau allerdings nur für unbedeutendere Gebäude Verwendung findet, dagegen der „Hochdorfer Sandstein“ der unteren Lettenkohle seiner größeren Wetterbeständigkeit wegen eine vielseitigere Verwendung findet. Die Steinbruchindustrie beschäftigt fast 200 Personen. Den Ziegeleien dient der Lößlehm als willkommenes Rohmaterial.

Im Abschnitte „Hydrologisches“ lernen wir als einzelne Wasserhorizonte die schwarzen Terebratelschiefer des Wellengebirges, die horizontbeständigen lettig-schieferigen Schichten im Anhydritgebirge und die undurchlässigen Schichten der Lettenkohlengruppe kennen, während der darunterliegende Hauptmuschelkalk infolge seiner reichen Klüftung und mangels wasserundurchlässiger Schichten keine Quellen aufweist.

Ein besonderes Kapitel ist den Kohlensäureausströmungen bei Eyach und den Mineralquellen der Gegend gewidmet. Die Kohlensäurequellen wurden in den 90er Jahren weiter erschlossen; sie treten im Neckartal zwischen Bahnhof Eyach und Niedernau (Blatt Rottenburg), im Tal von Niedernau und im Eyachtal bis in die Gegend von Stetten (Blatt Haigerloch—Binsdorf) an mehreren Stellen auf. Ein Zusammenhang der Kohlensäurequellen mit Störungen oder Verwerfungen ist nicht nachweisbar. Bei allen Bohrungen wurde die Erfahrung gemacht, daß die für Wasser und Gas undurchdringbaren Rötletten des Buntsandsteins durchbohrt und die Zuführungskanäle, auf denen die Kohlensäure aufsteigt, im klüftigen oberen Buntsandstein mit dem Bohrer angeschnitten werden mußten. Die Verbreitung dieser Kohlensäurequellen scheint räumlich sehr beschränkt, wofür ein triftiger Grund nicht angegeben werden kann, ebensowenig wie für die Herkunft der Kohlensäure, die als juvenil angesprochen wird. Das Auftreten der Mineralquellen von Innau etc. steht jedenfalls mit diesen Kohlensäurequellen in bestimmtem Zusammenhang. Zwei ältere Analysen von Mineralquellen werden wiedergegeben. Am Schlusse der Erläuterungen gibt eine Tabelle 8 mechanische Bodenanalysen, ein Anhang macht Vorschläge zu zwei lehrreichen Ausflügen in den nördlichen und

südlichen Teil des Kartengebietes. Der Karte ist ein Profil in nordnord-östlicher Richtung durch das besprochene Gebiet im Maßstab 1:25 000, sowie ein normales Schichtenprofil der älteren Sedimentgesteine im Verhältnis ihrer mittleren Mächtigkeiten und im Maßstabe 1:2500 beigegeben.

**Plieningen.**

Blatt Schwenningen (No. 151) der geologischen Spezialkarte des Königsreichs Württemberg. Mit Erläuterungen von M. SCHMIDT. Stuttgart 1914.

Das Blatt des Neckarursprungs ist 1901 als Blatt Dürrheim der badischen geologischen Spezialkarte (A. SAUER) veröffentlicht worden. Die Neubearbeitung weist den bekannten Vorzug der württembergischen Karte auf, den Bedürfnissen der Landwirtschaft durch eine möglichst genaue Darstellung der Schuttbildungen Rechnung zu tragen. „Freilich bleiben noch recht wichtige Unterschiede in der Bodenentwicklung undargestellt, die für den Land- und Forstwirt große Bedeutung erlangen können. Vor allem die Abspülung der entstandenen Feinerde von den offenliegenden steileren Hängen, ihre Erhaltung an dauernd bewachsenen, ihre abnorme Anhäufung an tieferen Punkten durch Zusammenschwemmen oder in ebener Lage durch tiefgründige Verwitterung“ „spielen für die Ertragsfähigkeit eine wesentliche Rolle. Die Herausarbeitung dieser und mancher anderen bodenkundlichen Faktoren muß speziellen Bodenkarten vorbehalten bleiben, die auch in einem größeren Maßstab ausgeführt werden müssen.“ Bei der Beschreibung der Schichtgesteine vom Wellengebirge bis zum Weißen Jura  $\beta$  spürt man diesmal besonders im Jura den erfahrenen Paläontologen. Der Lias  $\zeta$  bildet mit Vorliebe rundliche Inseln und Lappen, die gar nicht oft auf längere Strecken zusammenhängen. „Dieses Verhalten ist nur erklärbar durch eine energische, aber ganz lokal wirkende Denudation, der die eben entstandenen und entstehenden *Jurensis*-Mergel auf dem Boden des Meeres“ „teilweis wieder zum Opfer fielen.“

Die Talbildung wird mit der Zerklüftung und mit Verwerfungen in Zusammenhang gebracht. Die Querbrüche verlaufen in der Richtung eines von SO gegen NW wirkenden Druckes, quer zur Wölbungsachse der Albscholle. Aus der Parallelgliederung der Oberfläche beim Molasse-sandstein in der Ehinger Gegend will der Schluß gezogen werden, daß die längsgerichteten Parallelklüfte teilweise jünger seien als jener Sandstein.

Die Vorgänge, die sich in der Diluvialzeit abgespielt haben, werden mit den Schotterterrassen bei Rottweil in Beziehung gesetzt. Indessen sei die Bemerkung gestattet, daß die zeitliche Einreihung dieser Terrassen noch nicht endgültig entschieden ist. Werden nämlich die Spuren ältester Schotter, die sich südlich der Eschach bis 730 m hinaufziehen, als ältere Deckenschotter abgetrennt, so ergibt sich die von HAAG angenommene Bezeichnung der tiefer liegenden Terrassen. Die sich vom Hochturm bei Rottweil ohne Gefäll bis Villingendorf hinziehende Hochterrasse deutet

darauf hin, daß die Stauungstheorie von BRANCA und KÖKEN noch nicht abgetan ist. Die Ausbildung des zwischen Schwenningen und Donaueschlingen liegenden weiten Tales wird als „Auswaschungshohlform“ erklärt, auf deren Boden sich in breitem Strome der Schutt der höheren Nachbarschaft herabbewegte. Ein breiter Strom muß freilich hier geflossen sein, der aber ein großes Einzugsgebiet zur notwendigen Voraussetzung hat. Vordiluviale Talbildungen haben wohl auch hier der Gegend ihren Stempel aufgedrückt. Anhaltspunkte dafür kann eben nur das langjährige Studium der Gerölle liefern, die vom Verf. kurzerhand als „Kulturschotter“ erklärt werden.

Für die Bildung des seitlichen „Durchbruchtals“ in unmittelbarer Nähe der Wasserscheide werden tektonische Störungen angenommen, ohne daß sich hier solche nachweisen lassen. Dagegen ist durchaus wahrscheinlich, daß der Neckar infolge solcher Störungen seinen Lauf unterhalb Schwenningen nach Süden verlegt hat. Die Zeit der Verlegung könnte vielleicht durch die Bestimmung von Limnaeen festgestellt werden, die am Ostausgang der Stadt in verschiedenen übereinanderliegenden Schichten gefunden worden sind.

F. Haag.

---

Blatt Friedrichshafen—Oberteuringen (No. 179/174) der geologischen Spezialkarte des Königreichs Württemberg. Aufgenommen und mit Erläuterungen versehen von M. BRÄUHÄUSER. Stuttgart 1915.

Von Blatt Friedrichshafen (No. 179 der topographischen Karte) wurde die nur Seefläche darstellende Südhälfte weggelassen und dafür die Südhälfte des nördlich anstoßenden württembergisch-badischen Grenzblatts Oberteuringen (No. 174) hinzugenommen. Das so geschaffene Blatt umschließt nun den das mittlere Bodenseegebiet topographisch und geologisch beherrschenden Gehrenberg (754 m). Die flache Landschaft östlich und nordöstlich von Friedrichshafen, zwischen Allgäu und Gehrenberg, ist tief unter Moränen, Kiesmassen, Sanden und Bändertonen begraben, so daß nur die größeren Flüsse vermochten, die im Untergrund verborgenen tertiären Schichten bloßzulegen. Am Gehrenberg verdienen die rotfarbigen Schichten in den Tonmergeln der Süßwassermolasse besondere Beachtung. Zur Erklärung der roten Farbe wird an eingeschwemmte Massen von Roterden gedacht, wie sich solche unter dem tropischen bis subtropischen Klima der Tertiärzeit auf der Südabdachung der Juratafel gebildet haben. An Fossilfunden hat das genaueste Nachsuchen nur Blattabdrücke ergeben.

Mit W. SCHMIDLE wird angenommen, daß starke Verwerfungen den Gehrenberg mit seinen beinahe wagrecht liegenden Schichtenstößen umziehen und ihn gegen das Vorland abschneiden. Heute wird nicht mehr bezweifelt, daß der Bodensee ein grabenförmiger Einbruch ist; auf die fast völlige Ebenheit des tiefsten Grundes hat schon im Jahr 1893 Graf v. ZEPPELIN aufmerksam gemacht. Der Steilhang im Bodensee auf Blatt

Friedrichshafen erscheint als Fortsetzung des Steilabsturzes im Seeboden vor den Meersburger Bergen; dieser schließt sich den Steilufern des Überlinger Sees an, deren Schroffheit für ein geologisch junges Einbruchsgelände spricht.

Die bekannte Auffassung von M. SCHMIDT über das Diluvium zwischen Bodensee und Allgäu ist durch die Einzelaufnahmen im Blattgebiet durchweg bestätigt worden; insbesondere was die Rückzugsstadien der Würmvergletscherung anbelangt. Zu begrüßen ist das Wort „Längshügel“ für Drumlin. Besonders bemerkt wird, daß die Bändertone erstmals bei der geologischen Spezialaufnahme in großer Verbreitung im Bodenseegebiet nachgewiesen worden sind.

Im Diluvium herrscht ein außerordentlich rascher Wechsel der Beschaffenheit des Untergrundes, zu dessen Darstellung nicht weniger als 30 verschiedene Farben und Farbenzeichen verwendet wurden. Rot eingedruckte Buchstaben und Zahlen stellen die Ergebnisse zahlreicher Handbohrungen dar, auf Grund derer für die einzelnen Flächen ein durchschnittliches Bodenprofil entworfen worden ist. Mechanische und chemische Analysen der verschiedenen Bodenarten vervollständigen die bodenkundliche Forschung, die mit dieser „geologisch-agronomischen Spezialkarte“ gleichberechtigt neben die geologische tritt. F. Haag.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 191, enthaltend die Blätter Hermannsburg, Sülze und Eschede.

Im Gebiet der Lieferung 191 treten nur Bildungen des Tertiärs zutage. Von besonderer Wichtigkeit ist das Diluvium insofern, als hier die Glazialablagerungen der letzten Eiszeit die nördliche Grenze ihres geschlossenen Vorkommens erreichen. Es sind die Sande und Kiese des jungdiluvialen Lüneburger Eisvorstoßes, die in dünner Decke den altdiluvialen, aus Grundmoräne und Fluvioglazial der vorletzten Eiszeit aufgeschütteten, in der nachfolgenden Interglazialzeit stark zerstörten Plateausockel überziehen. Für den Verlauf und die Richtung des Lüneburger Eisvorstoßes war das Vorhandensein von massigen Endmoränen-Rumpfbergen aus der Zeit der Hauptvereisung (z. B. Bocklinger Holz westlich von Wardböhmen, Wierener Berge zwischen Suderberg und Wieren in der näheren Umgebung unseres Kartengebietes) von Bedeutung. Auch die vorhandene Talentwicklung übte ihren Einfluß auf den Verlauf dieses Eisvorstoßes aus. So waren das 5—6 km breite Örtzetal und das Allerurstromtal schon in der Haupteiszeit angelegt und dienten zur letzten Eiszeit erneut als hauptsächlichste Abflußwege der südlich gerichteten Schmelzwasser. Das alles ist in der heutigen geologisch-morphologischen Gestaltung unseres Kartengebietes erkennbar.

Von einwandfreien zwischeneiszeitlichen Bildungen und Ablagerungen ist im Kartengebiet selbst bisher nichts beobachtet worden (vergl. dagegen

in der nächsten Umgebung die interglazialen Kieselgurlager von Winkel und Ohr — Blatt Unterlüß, die interglazialen Torfe und Tone auf den Blättern Celle und Beedenbostel). Aber es zeigen sich die Spuren dieser Diluvial-epoche allgemein in einer unverkennbaren, z. T. mächtigen Verwitterungs-rinde des unteren Geschiebemergels und in einer starken, tiefgehenden Ferrettisierung der älteren Sande und Kiese des Gebietes.

Vom Alluvium sind namentlich typische Wannemoore hervorzuheben, die im Talgebiet der Örtze (Blätter Hermannsburg und Sülze), aber auch in dem das Aschental (Blatt Eschede) querenden Streifen einer unregelmäßig geformten Niederung auftreten und meist den Charakter von Zwischenmooren und Hochmooren besitzen. **Geol. Landesanstalt.**

---

Von der Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands, herausgegeben von der kgl. preuß. Geol. Landesanstalt, ist soeben die Lieferung VIII, enthaltend die Blätter Görlitz, Liegnitz, Breslau, Hirschberg i. Schl., Schweidnitz, Lewin und Glatz auf der topographischen Grundlage der Generalstabskarten im Maßstabe 1:200 000 erschienen.

Die Lieferung bildet für die Provinz Schlesien und die anschließenden Teile der Provinzen Brandenburg und Sachsen, soweit sie bereits in den Lieferungen V, VI und VII bearbeitet sind, den Schlußstein, indem sie die bisher noch fehlende Ergänzung zu den genannten Lieferungen darstellt. Sie bringt in den nördlichen Blättern hauptsächlich die Grundlagen des schlesischen Braunkohlenbergbaues, in den südlichen die des niederschlesischen Steinkohlenbergbaues sowie der sudetischen Gold- und zahlreichen Erzbergbaue zur Darstellung. Im einzelnen sind, wie in den bisher erschienenen Lieferungen, dargestellt: Die Substanz und Form der Lagerstätten, auch eine große Anzahl von Bohrerergebnissen, die zu weiterer Bekanntgabe geeignet erschienen, das geologische Alter des Nebengesteins, die Namen und Betriebsverhältnisse (in Förderung, im Aufschluß, außer Betrieb) der Bergwerke, ihre wirtschaftliche Bedeutung, ausgedrückt in Grenzwerten der Jahresfördermenge, die Zugehörigkeit der Lagerstätten zu gesonderten natürlichen Produktionsbezirken, soweit sich eine solche Trennung ermöglichen ließ, die Produktion dieser Lagerstättenbezirke nach Menge und Wert. Neu ist eine Darstellung der Lage und Bedeutung der Hütten und — abgesehen von Lieferung VII, in der diese Darstellung ebenfalls schon gegeben worden ist — eine Kennzeichnung der bergrechtlich wichtigen Grenzlinien, insbesondere die Umgrenzung des verliehenen Bergwerkseigentums, sowie der wasserrechtlichen Schutzbezirke (Quellenschutz), ferner der Bergreviere und des sogen. Mandatsbezirks. Diese Darstellungen stellen z. T. erstmalige Veröffentlichungen dar, die ohne Zweifel sowohl in rein wissenschaftlichen wie in den Kreisen der Bergwerksindustrie lebhaftem Interesse begegnen dürften.

Die Lieferung ist durch die Vertriebsstelle der kgl. Geol. Landes-

anstalt, Berlin No. 4, Invalidenstraße 44, sowie durch jede Buchhandlung zu beziehen. Der Preis beträgt für die ganze Lieferung 12 Mk., für das Einzelblatt einschließlich Begleitwort und Farbenerklärung 2 Mk.

Geol. Landesanstalt.

---

## Topographische Geologie.

### Allgemeines.

**R. Lang:** Rohhumus und Bleicherdebildung im Schwarzwald und in den Tropen. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. Stuttgart 1915.)

Früher nahm man an, daß die Entstehung von Rohhumus auf die kühleren Gebiete der Erde beschränkt sei, da niedere Temperatur und hohe Feuchtigkeit seiner Erhaltung günstig sind. Im Jahr 1909 machte POTONIE auf das Vorkommen eines Sumpfflachmoores in Sumatra aufmerksam und Verf. war überrascht, bei seinen Reisen durch Sumatra, Java und Malakka beobachten zu können, daß das Vorkommen von Rohhumus in diesen Gebieten durchaus keine Seltenheit ist. Es zeigt sich, daß der zweite Faktor, die Feuchtigkeit, für die Anhäufung der Humusstoffe von so ausschlaggebender Bedeutung ist, daß sich auch in den Tropen gelegentlich Torflager und Moore bilden können. POTONIE gelangte [in allzu starker Verallgemeinerung der minimalen Vorkommen. Red.] zu der Annahme, daß während der Steinkohlenzeit auch bei uns ein „tropisch“ feuchtes Klima geherrscht habe, welche Anschauung auch auf die Braunkohlenbildungen der Tertiärzeit ausgedehnt wurde [in denen jedoch Palmen im allgemeinen fehlen. Red.].

Seitdem bekannt ist, daß Schwarzwässer nicht nur in kühlem, sondern auch in heißem Klima auftreten, kommt die von RAMANN vertretene Auffassung zu Recht, daß die Kaolinbildung eine Folge der Einwirkung von Rohhumuswässern auf geeignetes Gestein sei und daß die tertiären Kaoline in Deutschland sich unter heißem Klima gebildet haben müssen. Auf Java konnte die Bildung von Kaolin durch die Einwirkung von Humuswässern auf einen harten Glasfluß beobachtet werden.

F. Haag.

---

### Deutschland.

**D. Geyer:** Die Mollusken der schwäbischen Kalktuffe. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. Stuttgart 1915.)

Wenn die Geologen wohlbegründete Ursache haben, in manchen Kalktuffen einen älteren diluvialen Kern mit einer jüngeren Anlagerung zu vermuten, so haben die ungemein sorgfältigen Untersuchungen ergeben, daß die fossilen Mollusken nur zwei, aber scharf getrennte Gruppen von Tuffen unterscheiden lassen, die entweder einer älteren oder einer jüngeren Periode angehören.

F. Haag.

**K. Löffler:** Die Formen der Schwäbischen Alb und ihr Einfluß auf die Besiedelung auf Grund von Beobachtungen in der südwestlichen Alb. (Ebenda. Stuttgart 1915. 5 Textabbild. u. 8 Taf.)

Vorliegende Arbeit will den Beziehungen zwischen Morphologie der Alb und ihrer Besiedelung ebensosehr nachgehen, wie der Entstehung der Formen selbst. Der erste morphologische Teil enthält in Fußnoten die Literaturnachweise über den hier eingehend untersuchten südwestlichen Teil der Alb.

Die flachen, weiten Muldentäler der Hochfläche sind Trockentäler, deren hochgelegene Erosionsbasis entweder die Strandlinie des Miocänmeeres, oder die in gleicher Höhe fließende pliocäne Donau war. Die Angabe, daß in einem der Trockentäler Muschelkalkgerölle angetroffen worden seien, ist mit Vorsicht aufzunehmen. Diese Täler sind entweder in ihrem unteren Teil ausgetieft oder durch Trockentäler angezapft, die mit dem heutigen Entwässerungssystem in Verbindung stehen; sie münden fast sämtlich in die Niederterrasse der Donau oder eines ihrer Nebenflüsse, 5—10 m über dem Wasserspiegel. Die Dolinen am Anfang der meisten Trockentäler, soweit sie nicht in weißem Jura  $\beta$  beginnen, geben den Hinweis für die Art der Trockenlegung; der Fluß, der diese Täler einst ausnagte, versickerte und die Versickerungsstellen wanderten allmählich flußaufwärts, bis sie fast am Beginn des Tales waren.

In den Tälern, die im unteren Weißjura oder braunen Jura eingesenkt sind, kommen die Quellen fast ausnahmslos hoch vom Talhang aus Schichtgrenzen und stürzen manchmal über mächtige Kalktufflager zu Tal (Bära und Lippach). Wie bei allen Albtäälern der Donauseite, die nur im oberen und mittleren Weißjura verlaufen, stehen die Quellen im Schmeiental mit einem landeinwärts ansteigenden Karstwasserspiegel in Verbindung; sie liegen am Flußufer oder in der Talaue und zeigen eine durchschnittliche Temperatur von 9°.

Wenn KOKEN den Standpunkt vertrat, daß die Flüsse schon am Ende der Pliocänzeit ihr Tal bis zur heutigen Tiefe ausgenagt haben, so ist von ihm doch zugegeben worden, daß dies für ihren Oberlauf nicht zutrifft. Er hätte also nicht den Schluß gezogen, daß das Schmeiental bei Eßlingen und das Eyachtal bei Lautlingen in der Pliocänzeit schon ebenso ausgesehen hätten wie heute und daß die Anzapfung pliocänen Alters sei.

Das Faulenbachtal liegt auf der Grenze des behandelten Gebietes und wurde vom Verf. nicht mehr eingehend untersucht. Aus der angeführten Literatur können aber die Tatsachen entnommen werden, die der Erklärungsweise PENCK's entgegenstehen. Verf. kennt die Schwarzwaldgerölle führende Aufschüttungsterrasse bei Tuttlingen, die sich in ungefähr derselben Höhe 700 m über Wurmlingen, Spaichingen, wo Buntsandsteingerölle gefunden worden sind, nach dem Hohenberg bei Denkingen zieht. Ob sie bis Sigmaringen ein annähernd gleichmäßiges Gefäll zeigt, oder ob die Stauung in einzelnen Absätzen erfolgte, ist immer noch nicht ent-

schieden. **KOKEN** hat eine fruchtbare Arbeitshypothese aufgestellt; bis zur endgültigen Lösung der Aufgabe muß noch viel gearbeitet werden. **PENCK** verbindet die Hohenberggerölle mit den südlich der Eschach bis 730 m hinaufgehenden Schotterresten. Hier weisen bohnerzähnliche Bildungen auf ein pliocänes Alter hin. Schon die 700 m-Terrasse ist von **M. SCHMIDT** als älterer Deckenschotter bezeichnet worden. Ein Gefäll vom Hohenberg nach Tuttlingen ist nur dann vorhanden, wenn das Faulenbachtal schon zu jener Zeit bis auf seine heutige Tiefe eingeschnitten war. Nun aber liegen in 800—860 m auf den Höhen um Tuttlingen alte Donauschotter, denen von **W. DIETRICH** ein pliocänes Alter zugeschrieben worden ist. Sind nun diese durch Wiederauffüllung des Donautals dahin gelangt? Oder hat sich in der Pliocänzeit der Fluß 200 m tief eingesnagt? Nach allem ist es wohl nicht allzu gewagt, anzunehmen, daß die Hohenberggerölle mit der Rottweiler Hochterrasse zu verbinden seien, die entgegen den älteren Terrassen aus Juraschutt mit eingestreuten, teilweise nicht dem Eschachtal entstammenden Schwarzwaldgeröllen besteht.

Der zweite Teil der Abhandlung gibt zunächst einen Überblick über die vorgeschichtliche Besiedlung des Gebiets. Im Gegensatz zu dieser sind jetzt in den Tälern und im Braunen Jura viel zahlreichere Siedlungen als auf der Hochfläche. Die Morphologie hat die Lage und die Form der Siedlungen wesentlich beeinflußt; die Entwicklung der einzelnen Siedlungen hängt aber mehr von der Verkehrslage und der Industrie ab.

**F. Haag.**

---

**E. Grünvogel:** Geologische Untersuchungen auf der Hohenzollernalb. Ellwangen 1914.

**KOKEN** hat dem Verf. die Aufgabe gestellt, die Tektonik der Hohenzollernalb zu untersuchen, da sich in den von **QUENSTEDT** herausgegebenen Begleitworten zu Blatt Ebingen und Balingen der geologischen Karte (1:50 000) einige Bemerkungen über unregelmäßige Lagerung vorfinden. Durch die genauen Untersuchungen **GRÜNVOGEL's** ist nunmehr festgestellt, daß hier ein  $1\frac{1}{2}$  km breiter, über 8 km von NW nach SO verlaufender, ein Höchstmaß von 135 m Sprunghöhe aufweisender Grabenbruch vorhanden ist. In der Verlängerung des Grabens liegt der Hohenzollern. Die Bildung dieses Vorberges wird so erklärt, daß die innerhalb des Grabens abgesunkenen Weißjuraschichten sich länger erhalten konnten als die zu beiden Seiten höher liegenden.

**F. Haag.**

---

**A. Moos:** Neue Aufschlüsse in den brackischen Tertärschichten von Grimmelfingen bei Ulm. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. Stuttgart 1915.)

Bei der Armierung der Festung Ulm im August 1914 wurde eine Reihe geologischer Aufschlüsse geschaffen, von denen die in den brackischen

Tertiärschichten bei Grimmelfingen am meisten bemerkenswert erscheinen. Ihre Geröllschichten bildeten sich am Strand der brackischen Gewässer, wo die geschlossenen Süßwasserkalkbänke unter dem Anprall der Wogen in Trümmer zerfielen. Diese Gewässer haben also niemals die Erminger Turritellenplatte bedeckt, ein Ergebnis, zu dem E. FRAAS schon im Jahr 1911 gekommen ist. Durch den neuen Anschluß ist bei Grimmelfingen ein Übergreifen der Brackwasserlager über die Graupensande festgestellt, die ebenfalls den unteren Süßwasserkalken angelagert sind.

F. Haag.

---

**K. Berg:** Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. (Ebenda. Stuttgart 1915. Mit 2 Taf.)

Die Untersuchung des oberschwäbischen Tertiärs in den Oberämtern Riedlingen, Ebingen, Laupheim und Biberach wurde auf Anregung von KOKEN unternommen, das gesammelte Material an der Technischen Hochschule in Stuttgart bearbeitet. Eiförmige Gebilde in der unteren Süßwassermolasse sind von SCHAD als Ausfüllungen von Pholadenbohrlöchern gedeutet worden; dieser Ansicht wird widersprochen und damit festgestellt, daß sich nirgends am Albrande Reste des Oligocänmeeres vorfinden. Die Bildungen des Molassemeeres werden in 5 Abteilungen gegliedert.

Die Molassesande stellen die feinsten Zerreibungsprodukte der in ihnen enthaltenen Gerölle dar und haben denselben Ursprung wie diese. Nahezu ein Viertel sämtlicher Gerölle besteht aus alpinem Kalkstein; auffallend ist das Fehlen von der Alb entstammenden Geröllen. Da die für den Rheingletscher bezeichnenden kristallinen Felsarten im Tertiär fehlen, ist zu schließen, daß während der Miocänzeit wohl die meisten der jetzt entblößten Kerne noch von Deckenmaterial überlagert waren. Das Vorkommen von kristallinen Geschieben alpiner Herkunft weist darauf hin, daß doch schon ein Teil der Massive von den Deckenschichten befreit war. Dagegen zeigen rote Granite und Granitporphyre auffallende Ähnlichkeit mit denen des Schwarzwalds, was schon QUENSTEDT bemerkt hat. Verf. hält sie für Aufbereitungsprodukte des vindelizischen Gebirges, das zur Triaszeit an Stelle der schwäbisch-bayrischen Hochebene aufragte.

Der letzte Abschnitt handelt von der Entstehung pisolithischer Gebilde. Die mikroskopische Untersuchung hat ergeben, daß sie anorganischen Ursprungs sind, da die für die Algen bezeichnenden Schläuche fehlen. Sie bestehen aus verhärtetem Kalkschlamm, der an flachen Ufern hin und her gerollt worden ist; um die so gebildeten Kerne hat sich eine mehr und mehr weiterwachsende Kalkkruste abgesetzt. Im Gegensatz zu diesen Bildungen stehen die Mumien, d. h. Muscheln, die durch kalkabsondernde Algen von einer schaligen Kalkkruste eingehüllt sind.

Das Literaturverzeichnis konnte erst nachträglich geliefert werden, da Verf. im Felde steht.

F. Haag.

**M. Blanckenhorn:** Über Buntsandstein, Tertiär und Basalte auf der Südhälfte des Blattes Ziegenhain (Niederrhessen). (Jahrb. d. kgl. preuß. Landesanst. f. 1914. 35. Berlin 1915. 581 ff.)

Durch vom Verf. erst im Jahre 1915 unternommene kleine Tiefbohrungen und Schürfungen ist die genaue Kenntnis des Tertiärs der Gegend wesentlich gefördert worden. Dieses besteht demnach in aufsteigender Reihenfolge aus 1. Septarienton mit charakteristischen Fossilien, 2. Süßwasserton mit *Melania horrida* und *Melunopsis Kleini*, 3. oberoligocänen Grünsanden, die an einer Stelle *Cytherea incrassata* enthalten und hier also über Süßwasserbildungen transgredieren, 4. Braunkohlen und Sanden des Miocän, seltener als Tuffe ausgebildet, 5. bunten Lehmen und Sanden mit Eisenstein und Kiesgeröllen, die dem Pliocän zugezählt werden. Es sind Süßwasserbildungen, die aber hier keine organischen Reste geliefert haben. Es handelt sich also im wesentlichen um eine Wiederholung der Verhältnisse in der engeren Umgebung von Kassel. Interessant ist die sonst nur selten zu beobachtende Transgression des Oberoligocäns.

**Oppenheim.**

- 
- Freudenberg, W.: Über pliocäne Buntsandsteinschotter im Kraichgau bei Bruchsal nebst Bemerkungen über alttertiäre Juraschotter bei Ubstadt. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1915/16. Neue Folge. 5/2. 108—112.)
- Kranz, W.: Das Problem des Steinheimer Beckens. II. (Antwort auf Herrn E. FRAAS' Erwiderung.) (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1915/16. Neue Folge. 5/2. 125—128. 1 Abbild.)
- Freudenberg, W.: Diluvium und Pliocän im Kraichgau bei Bruchsal. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1915/16. Neue Folge. 5/2. 129—133.)
- Werveke, L. van: Entstehung des Dolomites im Oberen Muschelkalk zwischen der deutschen Nied und dem Südrand der Ardennen. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1915/16. Neue Folge. 5/2. 134—142. Mit 2 Abbild. von Dünnschliffen auf 1 Taf. [VI].)
- Tektonisches aus dem Gebiet des Laacher Sees. (Jahresber. u. Mitt. des Oberrh. geol. Ver. 1915/16. Neue Folge. 5/2. 143—144.)
- Cloos, Hans: Eine neue Störungsform. (Geolog. Rundsch. 1915. 6. I/2. 113—116. 5 Textfig.)

## Alpen.

**A. Spitz u. G. Dyhrenfurth:** Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilfserjoch. (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. XLIV. Lieferung. Bern 1915. Mit 1 geol. Karte im Maßstabe 1:50 000, 3 Taf. und 72 Textfig. 235 p. — G. DYHRENFURTH, Habilitationsschrift a. d. Universität Breslau.)

Die Verf. leiten ihre Abhandlung mit einem eingehenden Literaturverzeichnis und einem kurzen Rückblick auf die bisherige Erforschung ein und erörtern dann die Stratigraphie. Das Gebiet wird hauptsächlich von ostalpiner Trias und Jura zusammengesetzt; geringe Verbreitung haben die Bündner Schiefer; kristalline Gesteine treten in den Gebieten der Silvretta, des Münstertales und des Schlinigtales auf, wozu noch als viertes das Eruptivgebiet der Bündner Schiefer kommt.

**Granit und Granitgneis.** Im Münstertal treten Granite (Münstergranite), tonalitische Abänderungen und Formen mit aplitischem oder pegmatischem Charakter auf; die Struktur des Granites ist fast immer durch Schieferung verwischt, wodurch Augen- und Flasergneise und schließlich Sericitschiefer (die letzteren sind kaum von den Verrucano-Sericitschiefern zu trennen) entstehen. Der Münstergranit ist mit dem Rofnaporphyr zu vergleichen und als Mesoalkalifeldspatgneis anzusprechen. Die Silvretta granite stehen dem Münstergranit sehr nahe, aber es ist — abgesehen von kleinen Unterschieden — die Schieferung bedeutend geringer und die Mylonitbildung häufiger. Die Granite (Analysen!) gehören den Kalkaligraniten an. In der Schlinig-Masse hat der Granit nur eine geringe Bedeutung; er liegt in schmalen Zügen dem Gneis parallel eingeschaltet. Die grünen Granite der Bündner Schiefer-Region bilden kleine Vorkommen (z. B. den „Tasnagranit“), in denen auch quarzporphyrische und lamprophyrische Varietäten und Feldspatgesteine auftreten. Wie die Albulagranite gehören die Granite der Bündner Region zu den Alkalikalkgraniten mit merklicher Hinneigung zu den Alkaligraniten. Sie sind von Gneis bzw. Glimmerschiefer und auch von Amphibolit begleitet.

**Paragneise mit Einlagerung von Marmor.** Das auffallendste Merkmal der Schiefergneise des Münstertales ist ihre starke mechanische Beeinflussung (Sericitisierung); sie sind als Diaphthorite zu bezeichnen; selten sind höherkristalline Gesteine. Zu nennen sind Phyllitgneise, Biotitgneise, Marmorbänder; schwarze phyllitische Schiefer (SCHILLER's Casanna-schiefer) sind die mechanische Fazies irgend eines kristallinen Gesteins, die wie die Granitmylonite deutlich an tektonische Linien geknüpft sind. Die Gneise der Silvretta unterscheiden sich von jenen des Münstertales durch den Mangel an Kataklyse und Diaphthoritisierung; es herrscht typische Kristallisations-schieferung. Selten sind Marmore. Die Silvretta-gneise gehören der mittleren Tiefenstufe an. Die Gneise der Schlinig-Masse schließen sich jenen der Silvretta und den höherkristallinen Typen des Münstertales eng an. In der Bündner Region sind Gneise nur in der Nähe der grünen Granite vorhanden.

**Amphibolgesteine.** Im Münstertal haben sie nur eine geringe Verbreitung. In der Silvretta sind sie ungemein verbreitet (Granat-amphibolite, geschieferte granatfreie Amphibolite und Amphibolgneise); es sind Mesoamphibolite und Hornblendemesoplagioklasgneise. Auch in der Schlinig-Masse sind Amphibolite als konkordante Einschaltungen im Gneis sehr verbreitet.

**Quarzphyllit, Feldspatphyllit, Quarzite** zeigen in dem bearbeiteten Gebiete eine geringe Verbreitung; die obige Bezeichnung deckt sich mit dem Casannaschiefer THEOBALD's. Im Quarzphyllit liegen Chloritschiefer.

**Quarzporphyr** tritt in kristallinen Gesteinen an mehreren Stellen auf (Urtirola, Rasassergrat). **Diorite** kommen im Münstertal und in der Silvretta vor. **Diabase** und **Diabasporphyr** treten in der Schling-Masse (Rasassergrat) und an anderen Stellen auf.

**Die basischen Eruptivgesteine der Bündner Schiefer.** Zwischen Pradella und Tarasp liegt in einem Schiefermantel eine Zone von Gabbrodioriten, die in die umgebenden Schiefer lager- und aderförmig eintreten, so daß Mischtypen entstehen, in welchen man eruptives und sedimentäres Material nicht mehr trennen kann. Die durchbrochenen Gesteine sind nicht Bündner Schiefer, sondern lassen sich am ehesten mit altkristallinen Gesteinen (Glimmerschiefer) vergleichen. — Die Grünsteine der Bündner Schiefer (Diabas, Spilit, Variolit, Serpentin) haben eine große Verbreitung. Durch Pressung und Schieferung gehen aus ihnen Grünschiefer hervor. Über Beziehungen der Grüngesteine zu den Gabbrodioriten und der basischen Gesteine zu den grünen Graniten ist nichts Sicheres festzustellen.

**Verrucano.** Dieser ist sehr wechselvoll ausgebildet. Die Hauptgesteine sind sericitische Quarzite, Arkosesandsteine, Konglomerate, Streifen-Sericit-Quarzit und -Schiefer. Die Abgrenzung gegen das Kristalline ist oft nicht leicht. Sicher ist es, daß der Verrucano ein transgressives Glied ist.

**Buntsandstein.** Ohne scharfe Grenze geht aus dem Verrucano ein Komplex von gelbbraunen und grünen Quarziten und sandigen Schiefen hervor, der sich als Ganzes gut vom Verrucano abhebt. Fossilien sind unbekannt, aber durch die enge Verbindung mit dem fossilführenden Muschelkalk des hangenden Teiles mit Sicherheit bestimmt.

**Muschelkalk.** In der anisichen Stufe sind mehrere Fazies entwickelt. In der kalkreichen Entwicklung sind Kalkschiefer vorherrschend, welche selten Hornstein führen und öfter kalkphyllitähnlich werden; es treten auch Lager von Kalk und Dolomit auf. In der dolomitischen Serie sind die Kalkschiefer gänzlich von Dolomit verdrängt. Im Schling-Gebiete liegen in den Kalkschiefern Dolomitlinsen, ein auffallend gefärbter Eisendolomit (der letztere mit Fossilien) und eine Primärbreccie (von früheren Autoren als Lias bezeichnet). — Die drei Fazies sind nicht scharf voneinander getrennt. — In den unteren Grenzschichten des Muschelkalkes, seltener auch in höheren Lagen, kommen rauchwackenähnliche Gebilde vor; sie sind kein durchgehender Horizont.

**Wettersteindolomit.** Es sind gröber gebankte Dolomite von bedeutender Mächtigkeit mit dünnschichtigen Lagen, welche letztere kein bestimmtes Niveau darstellen; im allgemeinen fehlen tonige Lagen; häufig sind Breccien. Fossilien sind nicht selten (*Diplopora debilis*). Es lassen sich zwei Faziesgebiete unterscheiden: ein südliches, durch dickbankige Dolomite von indifferentem Aussehen charakterisiert — und ein nördliches, in dem zu diesen Dolomiten noch dünnschichtige Lagen treten.

**Raibler Schichten.** Die karnische Stufe ist sehr wechselvoll entwickelt; es sind vorhanden verschiedenfarbige Dolomite, welche in einzelnen Gebieten Hornsteine enthalten, Schieferzwischenlagerungen, dünnbankige, gelbliche, mit Tonhäuten überzogene Dolomite (das konstanteste und verbreitetste Glied), fossilführende Kalke. An der Ofenstraße haben die Raibler Schichten eine kleine Fauna geliefert, die besonders durch *Myophoria fissidentata* und *M. parvula* stratigraphisch gut fixiert ist. — Die Kalke werden häufig porös und löcherig und leiten über Zellenkalke zu Rauchwacken über, zu welchen auch von Brecciadolomit Übergänge führen; die Rauchwacke führt öfters Gips. Ein sehr charakteristisches Glied der Raibler Schichten sind Breccien; ferner treten Quarzporphyre und stellenweise Diabasporphyrite (und tuffartige Gesteine) auf (submarine Effusivdecken); die Zuweisung der Diabasporphyrite in das Raibler Niveau stürzt SCHLAGINWEIT'S Stratigraphie (Addagebiet). Die genannten Gruppen der Raibler Schichten dürften zum größeren Teile nicht stratigraphische Niveaus, sondern Fazies darstellen; nur die Dolomite halten sich im allgemeinen unten, die Rauchwacken und Breccien oben. In benachbarten Profilen beobachtet man oft sehr starken Fazieswechsel.

**Hauptdolomit.** Er entwickelt sich meist allmählich aus den Raibler Schichten. Graue und schwarze wohlgebankte Dolomite setzen ihn zusammen. Primär- und Druckbreccien sind häufig. Er ist an Fossilien reich, an bestimmbareren Formen aber arm; weit verbreitet sind Megalodontenbänke.

**Norisch-rhätisches Grenzniveau.** Wo der Hauptdolomit in normalen Profilen von Rhätkalk überlagert wird, schaltet sich dazwischen eine Gruppe ein, die aus einer Wechsellagerung beider Gesteinstypen besteht. Die Fauna dieser Schichten besteht aus einer Mischung von norischen und rhätischen Elementen.

**Rhätische Stufe.** In diesem Niveau lassen sich drei Fazies unterscheiden. Die Fazies der Kössener Schichten ist eine sehr mächtige Wechsellagerung von schwarzen Kalken, Mergeln und tonigen Schiefen; nicht selten sind Hornsteine, Fossilreste sind häufig; die Bivalven vertreten die schwäbische, die Korallen und *Terebratula gregaria* die karpathische Fazies. Die Quaternals-Fazies ist ein regelmäßiger Wechsel von tief-schwarzen Plattenkalken mit gleichfalls schwarzen, dünngebankten, klingenden Kalkschiefern; ferner treten Lagen von schwarzen, erdig-kohligen Schiefen auf; Hornsteine, kieselige Schichten und Primärbreccien sind weit verbreitet. Fossilien sind seltener. Die Fraele-Fazies ist der vorigen sehr ähnlich, nur treten an Stelle der schwarzen Kalke vorwiegend rötlich-graue Kalke und Kalkschiefer von großer Ähnlichkeit mit den analogen Muschelkalk- und Raibler Gebilden. Fossilien sind sehr selten. — Die Mächtigkeit der drei Fazies ist ungewöhnlich groß; sie sind miteinander durch Übergänge im Streichen verbunden.

**Lias.** Dieser hat zwei getrennte Verbreitungsgebiete, in der Lischanna-Gruppe und bei Scans. In der Lischanna-Gruppe liegt Liasbreccie direkt auf Hauptdolomit; aus ihr gehen nach oben Kalke und Marmore mit Tonschieferlagen hervor. Das Alter ist wahrscheinlich Unter-

Lias. Über dem Kalk liegen dunkle, kalkarme bis kieselige, tonige Schiefer, die wahrscheinlich liassisch sind. In der Schalambert-Gruppe liegt Oberliaskalk und -Breccie. — In der Fraele-Gruppe treten die Breccien sehr zurück, da hier das Rhät sehr mächtig entwickelt ist; die Hauptmasse des Lias ist in einer Fazies entwickelt, die den Allgäuschichten sehr nahesteht. In den Fleckenmergeln sind beide Stufen des Unterlias, vielleicht auch noch höhere Glieder vertreten. — Der Lias der Scaufser Mulde unterscheidet sich etwas vom Fraele-Lias, da Sandsteine und Tonschiefer auftreten; vielleicht stellen sie schon Dogger vor.

**Malm.** Er folgt in seiner Verbreitung dem Lias. In der Lischanna-Gruppe liegt *Acanthicus*-Kalk (Crinoidenkalke mit vielen Fossilien). In der Regel folgt über dem Liasschiefer oder über dem Liaskalk Aptychenkalkschiefer, der unter Umständen leicht mit Muschelkalk verwechselt werden kann. Darüber folgt in der Lischanna-Gruppe Radiolarit. — In der Lischanna-Gruppe ist eine den Dogger umfassende Unterbrechung der Schichtfolge sehr wahrscheinlich. — Dagegen ist im Val Trupchum keine solche Unterbrechung anzunehmen; denn über den obersten Bänken der Fleckenmergel, die wohl auch den Dogger umfassen, folgen rote und grüne Radiolarite, die in das Tithon gehören, und darüber Knollenkalke, die vielleicht noch Tithon sind.

**Bunte Foraminiferenkalke und Mergel („Couches rouges“).** Im Val Trupchum liegen über den genannten Gesteinen foraminiferenführende Gesteine, deren Alter entweder noch tithonisch oder tatsächlich schon oberercretacisch ist; die bekannt gewordenen Foraminiferen genügen nicht zur Altersbestimmung.

**Rauchwacke, Gips und Dolomit unbestimmten Alters** werden an einzelnen Stellen ausgeschieden; ihre Zuweisung zu bestimmten Triasstufen ist unsicher.

**Die Bündner Schiefer.** Die Hauptmasse derselben gehört zu den grauen Bündner Schiefeln. In der Karte, die nur einen kleinen Teil des Bündner Schiefergebietes umfaßt, werden ausgeschieden: 1. Vorwiegend kalkige Fazies (hauptsächlich dickbankige Kalke mit Crinoiden; Kreide?); 2. Normale graue Schiefer (hauptsächlich kalkig-tonige Schiefer; Kreide und Tertiär?); 3. Bunte Schiefer, mit den grauen Schiefeln durch Übergänge verbunden (Sericit-durchschossene Kalkschiefer, braunrote Kieselkalke, graue und grünliche Tonschiefer, Sericitquarzschiefer, Sericitquarzite. — Eine scharfe Trennung der grauen und bunten Schiefer ist nicht vorhanden. Die bunten Schiefer finden sich vorwiegend in der Nähe von Serpentin (der Satz ist aber nicht umkehrbar!) und sind vielleicht durch Kontaktmetamorphose erklärbar; vielleicht sind sie Trias (Gips tritt in ihnen auf). Am Südrande des Serpentin gegen die Bündner Schiefer liegt Ophicalcit, wobei es sich wohl um einen primären Kontakt von Peridotit und Kalk und um eine Kombination magmatischer und tektonischer Vorgänge handelt. Die Zone der Ophicalcite verschmälert sich stellenweise zu Quetschzonen, an der Spilitschiefer, Serpentin, Ophicalcit, Sericitquarzschiefer, graue Kalkschiefer, bunter Marmor, Gips,

Granit etc. beteiligen. Die Altersfrage der Grüngesteine, ihrer Kontakterscheinungen (Trias, Jura?) und die Frage ihrer tektonischen Stellung ist vorläufig nicht zu entscheiden. Die Grüngesteine verhalten sich zu einem Teile der Bündner Schiefer als Injektion, zu einem anderen effusiv.

**Diluvium und Alluvium** erfahren eine Besprechung, bei welcher die eiszeitlichen Moränen, die Eishöhe der Vergletscherung, die Bewegungsrichtung des Eises, Schotter, Talterrassen, Übertiefung, Schuttkegel, Kalksinter etc. zur Erörterung kommen.

Zu dem Abschnitt „**Stratigraphische Zusammenfassung**“ geben die Autoren einen Überblick über die Verbreitungsgebiete der kristallinen Gesteine, über den Chemismus der wichtigsten Granittypen, über die Umwandlung der Granite (Silvretta- und Münstergranite wurden durch mechanische Wirkungen zu Gneisen; die grünen Granite haben, obwohl sie in Form stärkster Bewegung liegen, zum größten Teile ihre massige Struktur beibehalten und nur chemische Umwandlung erfahren); ferner wird hervorgehoben, daß die Granite fast ausnahmslos konkordant zwischen den Schiefen liegen. Wenigstens der Silvretta- und Münstergranit sind älter als der Verrucano. — Der Quarzphyllit hebt sich durch die Einschaltung von Quarziten, Marmoren, Grünschiefern und Quarzporphyren gut von den Gneisen ab; er könnte vielleicht carbonisch sein; die Marmore, welche von anderen Forschern (SALOMON etc.) für Trias gehalten worden sind, werden von den Autoren in Übereinstimmung mit HAMMER usw. für gleichalt mit den sie einschließenden Schiefen gehalten. — Der ostalpine Charakter der Serie Dyas—Trias—Jura ist deutlich ausgesprochen. Im einzelnen herrscht eine ziemlich weitgehende fazielle Zersplitterung; die Fazies sind aber nicht scharf voneinander geschieden, sondern gehen (mit Ausnahme des Jura) ineinander über. Eine Ahängigkeit der Faziesverbreitung von tektonischen Linien läßt sich im Jura beobachten; im „Oberbau“ der Lischanna-Gruppe fehlen Rhät und Dogger, während Lias und Malm transgredieren; im Unterbau ist das Rhät reichlich entwickelt und wohl auch Dogger vorhanden, Lias und Malm haben Änderungen in der Ausbildung erfahren. — Auffallend sind die Faziesrekurrenzen, z. B. Arkosen der Raibler Schichten. Die auffallendste Rekurrenz bilden die Breccien; es sind zu unterscheiden: Transgressionsbreccien, Primärbreccien, tektonische Breccien. Primärbreccien finden sich im Verrucano, Muschelkalk, Wettersteindolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Grenzniveau und Rhät, Lias, Malm. — Die mesozoische Serie trägt ostalpinen Charakter, doch läßt es sich keinem ostalpinen Faziesgebiete ohne weiteres einreihen; die Trias zeigt viele Beziehungen zu den Nordalpen, manche zu den Südalpen und zum lepontinischen Faziesgebiet; die Entwicklung ist als Bündner Provinz zu bezeichnen. — Die Trias zeigt manche Beziehungen zu jenen Gesteinen, die man der lepontinischen Provinz zurechnet; ein genauer Vergleich scheidet daran, daß die Trias des Engadiner Fensters nur in tektonisch isolierten Fetzen vorhanden ist, wobei es fraglich, ob diese wirklich lepontinisch oder eingeschleppte mesozoische Schollen sind. Mit der Engadiner Entwicklung ist vergleichbar

die Trias von Mauis. — Die eigentliche Bündner Schieferregion hat wenig Analogien zu den Engadiner Dolomiten; von solchen ist das Auftreten von Gips und Gipsdolomit zu nennen. Mit den Schiefen des Prättigau besteht die größte Ähnlichkeit; dasselbe gilt nicht in bezug auf die eigentlichen Schistes lustrées, die Brennerphyllite (Brenner Schiefer) und der Kalkphyllit der Tauern.

Der zweite Teil der großen Abhandlung bringt die **tektonische Einzelbeschreibung** (p. 106—194). Die tektonische Gliederung zeigt im Münstertal im großen folgende Elemente: In der Tiefe liegt eine gewaltige kristalline Masse, die Münstertaler Basis; sie wird von einer Decke von permotriadischen Gesteinen überlagert, welche den Namen „Unterbau“ erhält. Sie wird von den großen kristallinen Massen der Münstertaler Decke überlagert. Der Unterbau ist durch mehrere Züge von liegenden Falten gegliedert (Faltenbündel des P. Murtèra, des P. Daint, des P. d'Astras). Den Falten des Unterbaues sitzt bis zum Westrande der Engadiner Dolomiten eine gewaltige Masse von Hauptdolomit und Rhät—Lias — „Oberbau“ — diskordant auf; unter ihm erscheint das vierte Faltenbündel von Val del Botsch—V. Tavrü und westlich vom Ofenpaß das Bruchgebiet des Munt La Schera. Am Westrande taucht unter dem Oberbau ein fünftes Faltenbündel, jenes von Val Laschadura, auf. Mit einem anomalen Kontakt, der Nordwestlichen Randlinie, schließt die kristalline Masse der Nuna-Gruppe an, welche in anderen Profilen der Trias als Unterlage dient; das ist die Silvrettabasis. — Die Falten sind alle gegen NW überschlagen; nach NO setzen sie sich in die Lischanna- und P. Lad-Gruppe fort, wo sie durch die Schlinigdecke abgelöst werden. Gegen S schwenken alle Elemente des Faltenbaues bogenförmig um und ziehen gegen SO und OSO zum Ortler; hier blicken die Falten auch auf die Außenseite des Bogens, gegen SSW: dort erlangt das fünfte Faltenbündel eine große Bedeutung (Quatervals-Mulde, Diaval-Antiklinale, Murtèra-Mora-Mulde); gegen den Inn tauchen neue Elemente des Gebirgsbaues auf, die Braulio-Antiklinale, die Fraele-Mulde, die Trupchum-Antiklinale und die Scaufser Mulde.

Die Autoren stellen sich vor, „daß die kristalline Münster- und Schlinigdecke von O her gegen das Engadin vordrang und dadurch den Unterbau in bogenförmige Falten legte, die stets gegen die Außenseite der Bogen blicken. Zugleich wurde ein Teil der Obertrias, der ursprünglich konkordant auf dem Unterbau lag, durch die Decke von diesem abgeschoben, überschlagen und so als Oberbau über die Falten des Unterbaues bewegt. Stellenweise verfalteten sich die Deckschollen mit dem Oberbau und auch dem Unterbau und erzeugten so sekundäre inverse Stauchungen“.

Die tektonische Erörterung ist durch zahlreiche Ansichten, Profile und durch die Karte unterstützt und verständlich gemacht. Von den bedeutenden Ergebnissen kann hier nur wenig angedeutet werden. — Auf der Münstertaler Basis liegt die große kristalline Deckscholle des P. Urtirola; sie ruht z. T. auf Verrucano und Quarzphyllit, z. T. auf Untertrias, deren Falten sie diskordant abschneidet. — Der P. Murtèra und

P. Starler gehören dem ersten Faltenbündel des Unterbaues an; es ist ein Bündel von liegenden, gegen NW blickenden, Verrucano bis Raibler Schichten umfassenden Falten; gegen Süden nimmt die Intensität der Faltung ab. Am P. Starler, P. Cotschen und Minschuns liegen darüber drei Reste der Münstertaler Deckschollen. Südlich des Münstertales ist das Faltenbündel denudiert. — Der P. Daint gehört zum zweiten Faltenbündel des Unterbaues; es schwenkt aus dem NO- zu NS-Streichen um und wird dabei durch Brüche stark zerlegt; gegen Süden hebt es aus. Am Munt della Bescha liegt über dem Hauptdolomit des Unterbaues konkordant der Hauptdolomit des Oberbaues mit gelegentlicher Zwischenschaltung von Rhät—Lias. Im Ofenpaßgebiete liegt eine sekundäre Einbiegung, die Ofenpaß-Einwalmung (Walmmulde = transversale Syncline). — Das dritte Faltenbündel (Astras-Gruppe und Val Nügglia) nördlich der Ofenlinie umfaßt zahlreiche Falten vom Buntsandstein bis zu den Raibler Schichten mit NW bzw. SO blickenden Sätteln und Mulden. — Schon in der Astras-Gruppe beginnt sich die mächtige Masse des Sesvenna-Granites unter den Falten des Unterbaues emporzuwölben; gegen das Schlinigtal senkt sie sich unter Trias hinab. Die Granitmasse der Sesvenna-Gruppe ist durch einen Randbruch vom ersten Faltenbündel des Unterbaues getrennt und repräsentiert das zweite und dritte Faltenbündel, welche mit dem ununterbrochen von Süden heranstreichenden vierten Faltenbündel im Val Sesvenna zusammenfließen; „die zahlreichen liegenden Falten mit NO-streichenden Scharnieren haben hier z. T. den Charakter von kleinen Tauchdecken, die von dem kristallinen Massiv ausgehen.“ Der Unterbau mit der Münstertaler Basis sinkt gegen NW unter den Oberbau, gegen SW unter die Gneise der Schlinig-Decke, wobei sich Quetschzonen entwickeln. — In der Lischanna-Gruppe liegt Hauptdolomit (Oberbau) diskordant auf verschiedenen (Hauptdolomit bis Gneis) Schichten des Unterbaues; der Hauptdolomit des Oberbaues wird diskordant von Lias und Tithon überlagert. Darauf liegt Verrucano und Trias bis zu den Raibler Schichten und darüber der Gneis der Schlinig-Decke. Diese Deckschollen sind muldenartig in den Jura eingesenkt und ein wenig gegen N überkippt und der Jura selbst ist in unregelmäßige, z. T. liegende Falten geworfen, in welchen noch Hauptdolomit und Raibler Schichten auftreten. — Das vierte Faltenbündel des Unterbaues ist zwischen Scarl und der Ofenlinie vorhanden. Von der Südseite des P. Madlain setzen die liegenden Falten nach der Val Tavrü fort und erscheinen nach einer Überdeckung durch den Oberbau im Val del Botsch wieder. — In der Buffalora-Turettas-Gruppe setzen die Falten des Unterbaues fort; das dritte und vierte Faltenbündel setzt mit NO-Streichen auf die Südseite des Ofenbaches über, wird vom Ofen-Scherabruch betroffen und biegt dort über NS gegen SO um. Am Giufplan vereinigen sich die beiden Bündel miteinander und mit dem fünften Bündel (Diaval-Antiklinale); das Ausmaß der Überfaltung läßt nach. — In der Tavrü-, Laschadurella-, Plavna- und Pisoc-Gruppe liegt die Hauptmasse diskordant auf den Raibler Schichten des Unterbaues; an der Überschiebungslinie treten mächtige Breccien auf. Der

Hauptdolomit des Oberbaues gibt stellenweise das Bild einer liegenden, gegen NW gerichteten Antiklinalstirn. Zwischenlagerungen im Hauptdolomit (Rhät—Lias) zeigen die tektonisch komplexe Zusammensetzung des Oberbaues, so daß sich das Bild einer in sich gefalteten Tauchdecke ergibt, die invers mit ihren jüngsten Gliedern auf Raibler Schichten liegt. — Die Nordwestgrenze der Engadiner Dolomiten wird von einer tektonischen Fläche gebildet; diese „nordwestliche Randlinie“ setzt sich bis Bergün, andererseits über Nauders hinaus zwischen Silvretta und Ötztal fort. Der Charakter der Randlinie wechselt stark, da sie bald als basale Gleitfläche, bald als vertikale Verwerfung erscheint; je steiler sie steht, desto jüngere Schichten treten an sie heran. Die „nordwestliche Randlinie“ scheint gegenüber den Engadiner Dolomiten die Rolle einer basalen Gleitfläche zu spielen; sie schneidet das kristalline Gebirge in der Regel, die Trias dagegen nur ausnahmsweise diskordant ab und stellt sich vom Val d'Uina bis zum Val Plavna immer steiler und ist von da bis zum Spöl eine fast senkrechte tektonische Fläche. Westlich des Sampuoir-Tales erscheint das fünfte Faltenbündel des Unterbaues, in dem drei miteinander intensiv verfaltete tektonische Elemente, die Quaternals-Mulde, die Diaval-Antiklinale und die Murtèr-Mora-Mulde zu unterscheiden sind. — In der Quaternals-Gruppe wird die Quaternals-Mulde von einem großen Lappen der Diavel-Antiklinale bedeckt; beide sind durch Stirn- und Wurzelscharnieren eng miteinander verknüpft und in mehrere Teilalten zerlegt; das Streichen dreht sich aus NO nach SO, wobei alle Antiklinal-scharnieren gegen die Außenseite des Bogens gerichtet sind. Der Hauptdolomit an der Basis der Quaternals-Gruppe wird durch den Lias der Fraele-Mulde, der mit mechanischem Kontakte eindringt, in zwei Züge geteilt; der obere ist die Braulio-Antiklinale, welche die Fraele-Mulde von der Quaternals-Mulde trennt; der untere, die Trupchum-Antiklinale, trennt die Fraele-Mulde von der Scanfser Mulde, ist im Norden nur eine leichte Aufwölbung, überschiebt dagegen im Süden die Scanfser Mulde, die nach Val Trupchum fensterförmig unter sie eingreifen, ist also eine flach liegende, die Scanfser Mulde überdeckende Falte. — Von Scanf's gegen S. Giacomo di Fraele überschiebt der Hauptdolomit der Braulio-Antiklinale den Lias der Fraele-Mulde; der Kern dieser gegen N geschlossenen Mulde wird aus Tithon und Foraminiferenkalken gebildet. Stellenweise gibt es im Kern der Antiklinale sehr zerfetzte ältere Schichten bis zum Quarzphyllit und darunter erscheint noch ein liegender Flügel von Hauptdolomit. — Die Ferro-Gruppe und die Cima del Serraglio werden von der Quaternals-Mulde und Resten der Diaval-Antiklinale gebildet. — Den Nordabfall der Murtaröl-Umbraile-Gruppe bilden die Quaternals-Mulde, Diavel-Antikline und Mora-Mulde; es herrscht isoklines NO-bis N-Fallen, das an einer Einwalmung wieder gegen N aufbiegt; auch größere Reste der Münstertaler Decke sind erhalten. Am Südabfall der genannten Gruppe überschiebt im westlichen Val di Fraele der Hauptdolomit der Braulio-Antikline diskordant das Rhät der Fraele-Mulde, wobei an der Überschiebungsfäche z. T. eine große Quetschzone vorhan-

den ist. Im Osten gewinnt der kristalline Kern der Braulio-Antiklinale sehr an Mächtigkeit und greift weit nach Süden über die Fraele-Mulde über, wobei er sich in Deckschollen auflöst. Die Fraele-Mulde ist in mehrere, normal gegen Süden blickende Sättel und Mulden aufgelöst. Der kristalline Kern der Braulio-Antiklinale ist von den kristallinen Deckschollen, die Münstertaler Decke (= Chazfora-Decke TERMIER's) durch die Quaternals-Mulde und ihre tektonische Fortsetzung, den Dolomit des P. Umbrail, getrennt. — Der Chavalatsch-Kamm (Ciavalatsch-Kamm HAMMER's) besteht zum größten Teile aus kristallinen Gesteinen; eine dünne Kette jüngerer Gesteine (Quarzphyllite bis Raibler Schichten) macht die Trennung von Münstertaler Basis und Decke möglich; Gneise, welche die Fortsetzung der Münstertaler Basis und des kristallinen Kernes der Braulio-Antiklinale sind, überschieben am Stilferjoch die Trias, welche das Rhät der Fraele-Mulde umschließt. — Die Nuna-Gruppe gehört zum kristallinen Gebiete im NW der „nordwestlichen Randlinie“; sie wird im N hauptsächlich von Gneis und Amphibolit, im S von Granit zusammengesetzt; alle Gesteinszüge der Nuna-Gruppe sind zu einer großen liegenden, etwa gegen NW geöffneten Kniefalte gebogen; gegen die Bündner Schiefer ist eine Überschiebung vorhanden, welche in diese Falte einschneidet, so daß gegen O nur ein schmaler Zug des Südflügels übrigbleibt; gegen SW (Brail) ist auf beiden Seiten des Inn nur der N fallende Flügel allein vorhanden und erst an der „Randlinie“ ist auch der südliche Flügel vorhanden. Die Randlinie schneidet die kristallinen Züge schief ab. — Das Bündner Schiefergebiet wird, dem Plane der Abhandlung entsprechend, nur ganz kurz gestreift. Die tektonische Linie, an welcher die Bündner Schiefer unter die Silvretta (Nuna-Gruppe) und die Engadiner Dolomiten untersinken, wird mit SCHILLER als Hauptüberschiebung bezeichnet. Im Profile Schuls—Clemigia-Schlucht folgen (in N—S) auf graue Bündner Schiefer bunte Bündner Schiefer, die anfangs mit den grauen wechsellagern und gegen, aber nicht unter den südlich folgenden „unteren Serpentinzug“ einfallen; die Schiefer werden an senkrechtem Kontakte scharf diskordant vom Serpentin abgeschnitten. Südlich des „unteren Serpentinzuges“ folgt die gabbroidisch-dioritisch injizierte Zone der Glimmerquarzite, die ein Gewölbe bildet. Dann folgt der „obere Serpentinzug“, dessen Grenzflächen gegen die Injektionszone und gegen den südlich folgenden „oberen Bündner Schiefer-Zug“ senkrecht stehen und beide diskordant abschneiden. In dem aus grauen Schiefen bestehenden „oberen Bündner Schiefer-Zug“ herrscht bei generellem S- oder SO-Fallen intensive Kleinfältelung neben größeren Falten; hier auftretende Bündner Kalke enthalten Brocken von Granit etc., es sind sedimentäre Breccien (eine grobe „Minschun-Beccie“, vielleicht Oberkreide oder Alttertiär). Gegen W sinkt das Gewölbe der Injektionszone sehr bald unter den umhüllenden Serpentin hinab. Über den Serpentin legen sich die Bündner Schiefer, die so ein gewaltiges Gewölbe bilden, dessen Achse sich langsam gegen WSW senkt. Isolierte Granitfetzen in den Schiefen sind dem Tasna-Granit gleichzustellen, der auch kein aus der

Tiefe aufsteigendes Gewölbe, sondern eine in den Schiefeln steckende Schuppe ist. Die große Masse der Bündner Schiefer im N des Gewölbes steht im Gegensatz zur Vertretung derselben als schmale Zone im S desselben; die Erklärung dafür kann in der Abstauung der Bündner Schiefer durch die von SO her andringende ostalpine Masse gefunden werden, welche der Bündner Schiefer mittelsteil überschiebt. Das Bündner Schiefergebiet besteht somit aus einem dreifachen Gewölbe: der Injektionszone, welche die Basis und vielleicht überhaupt das tiefste Glied des Engadiner Fensters ist, der Serpentinzone und den Bündner Schiefeln. Die Gewölbeachse senkt sich langsam gegen WSW, so daß in dieser Richtung ein Untersinken jedes Elementes unter das nächsthöhere Gewölbe und schließlich unter die Silvretta erfolgt.

Ein weiterer Abschnitt des Werkes der Autoren ist betitelt „**Tektonische Ergebnisse**“ (p. 196—233) und zerfällt in die Unterabteilungen: Darstellung des Aufbaus, Versuch einer Deutung der Tektonik, Kritik anderer Erklärungsversuche, Ausblick. Besonders heben die Autoren die nahe Übereinstimmung ihrer Anschauungen mit den von AMPFERER-HAMMER und ZYNDEL geäußerten hervor.

Darstellung des Aufbaues. Die Münstertaler Basis ist die große Granitmasse der Sesvenna und des unteren Münstertales; sie ist gefaltet, von Quetschzonen durchzogen und im N, W und S von permotriadischen Sedimenten bedeckt, an deren Faltenwurf sie sich beteiligt. Das mesozoische Land wird in einen nördlich der Linie Zernez—Ofenpaß liegenden, mit NO-Streichen ausgeschalteten und in einen südlich dieser Linie liegenden, mit OSO streichenden Abschnitt geteilt. — Im nördlichen Abschnitt ist die Trennung in Unter- und Oberbau vorzunehmen; der Unterbau wird durchaus von kurzen liegenden Falten beherrscht, die sich, generell SO fallend, gegen NW dachziegelartig überdecken (Faltenbündel P. Murtèra, P. Daint, P. d'Astras, der Täler Cristannes, Foraz, Botsch); die Falten umfassen Verrucano bis Raibler Schichten, selten noch Hauptdolomit. — Auf dem Unterbau liegt wie ein fremdes Element die Masse des Oberbaues, die Hochgipfel der Tavrü-, Laschadurella-, Plavna-, Pisoc- und Lischanna-Gruppe zusammensetzend und aus Hauptdolomit, Rhät und Jura bestehend; die überschobene Masse des Oberbaues ist selbst wieder tektonisch zerlegt. — Am Westrande der Engadiner Dolomiten taucht unter dem Oberbau die fünfte Falte des Unterbaues (Val Laschadura) auf; sie zieht als Diavel-Antikline und Quatervals-Mulde auf die Südseite des Spöl und leitet so zum Gebiete südlich der Ofenlinie über, wo der Oberbau bis auf geringe Spuren fehlt und der Unterbau durch die Einbeziehung von Hauptdolomit und Rhät in den Faltenwurf zu mächtiger Entwicklung kommt. — An der Ofenlinie biegt das Streichen aus NO nach SO bis OSO um. Südlich der Ofenlinie sind die vier Faltenbündel auf einen engen Raum zusammengepreßt (Turettas-Gruppe); das kann durch das Nachlassen des Maßes der Überfaltung erklärt werden. Das vierte Bündel ist durch die Bruchregion von Schera vom fünften getrennt; dieses letztere zieht aus der Quatervals-Gruppe

allerdings in reduziertem Zustande bis zur Umbrail-Gruppe. Unter der Quaternals-Gruppe treten, gleichsam als Kompensation für das Abflauen der vier ersten Faltenbündel südlich der Ofenlinie, neue Glieder hervor, die dem nördlichen Abschnitte fehlen, nämlich die gegen S geöffnete Fraele-Mulde und die Braulio-Antiklinale, die zur Braulio-Überschiebung wird; der liegende Flügel der Braulio-Überschiebung und der Fraele-Mulde setzen den Nordrand der Ortler-Gruppe zusammen; südlich taucht unter der Fraele-Mulde (Rhät—Lias) Hauptdolomit hervor, dann folgt ein Dislokationssystem (die Zebrülinie HAMMER'S und FRECH'S) und darauf kommt man in die Quarzphyllitzone des obersten Veltlin. — Im Val Muranza sind die Münstertaler Basis und der kristalline Kern der Braulio-Antiklinale auf 2 km genähert; weiter östlich hängen beide lückenlos zusammen. — Die Münstertaler Deckschollen bilden große und kleine Massen (Urtriola, P. Starler, P. Chazfora etc.); zwischen ihnen und der Münstertaler Basis besteht eine fast vollkommene petrographische Identität. — Am Nordostrand des bearbeiteten Gebietes sinken die Münstertaler Basis, die Faltenbündel des Unterbaues und der Oberbau gegen O unter die große, diskordant gegen N fallende Gneismasse der Schlinig-Decke unter, unter der schon südlich der Ofenlinie gegen O zu der Faltenbau durch eine regellose Gleitbrettstruktur ersetzt wird. Die Schlinig-Decke weicht petrographisch wesentlich von der Münstertaler Basis ab. — Die Fraele-Mulde endet gegen N spitz im Dolomit und trennt die Braulio-Antiklinale von dem Dolomitzuge der Trupchum-Antiklinale; unter ihr tritt eine neue Rhät—Lias-Mulde, die Scaufser Mulde hervor.

Über die Bewegungstypen des ostalpinen Gebirges führen die Autoren folgendes aus: Herrschend sind liegende Falten, die gegen W konvexe Bögen bilden. Rückfalten sind selten. In großem Maßstabe kommen Walmmulden vor. Im O sind Überschiebungen weit verbreitet. Am Nord-, Südost- und Südwestrande des Gebietes ist die Gleitbrettstruktur sehr häufig. Bemerkenswert ist bei allen Bewegungsarten die große Häufigkeit der Diskordanzen, deren bedeutendste die Basaldiskordanz des Oberbaues ist. Brüche sind weit verbreitet.

Versuch einer Deutung der Tektonik. Das ganze Gebirge zeigt eine regelmäßige bogenförmige Anordnung, alle Sattelscharniere von der Lischanna-Gruppe bis nach Val Mora sind gegen die Außenseite der Bogen gekehrt, die Muldenscharniere gegen die Innenseite. Auch der Oberbau stimmt im Streichen vollständig mit dem Unterbau überein, mit dem er am Ofenpaß eng verknüpft ist. — Die Schubrichtung ist entsprechend der Bogenform im N gegen NNW und NW, an der Umbiegungsstelle der Bögen gegen W und südlich davon gegen SW bis SSW gerichtet; die mittlere Schubrichtung ist O—W gerichtet. Der Oberbau ist in derselben Richtung bewegt; er ist ein höheres Faltenstockwerk, das durch die gegen W vorrückende kristalline Decke (Urtriola) von seiner Unterlage gänzlich abgeschoben wird; während sich im Unterbau die fünf großen Falten bilden, entstehen im Oberbau drei liegende Falten; dieses Faltenpaket des Oberbaues verliert das Gleichgewicht und gleitet

nach W ab, wobei der noch ungefaltete Oberbau zerrissen, nach W geschleift und hier angehäuft wird; gleichzeitig werden die Falten des Oberbaues verdrückt und verschliffen; die Faltung im Unterbau nimmt ihren Fortgang; die kristalline Decke überlagert den Unterbau teilweise diskordant. — In der Umbrail-Gruppe stehen Deckschollen und Oberbau in engen Beziehungen; der letztere war hier nicht beweglich genug, um der nachdringenden Decke zu entkommen, so daß diese ihn in der Richtung des Schubes (hier gegen S) staute und in die Zwickel der abgestauten Antiklinalen eindrang. — Daher sind die Münstertaler Deckschollen gleichaltrig mit der Struktur der Basis, welche durch sie hervorgerufen und beeinflußt wird. — Bei der Schlinig-Überschiebung ist die Wirkung auf Ober- und Unterbau eine gleich intensive. Auch die Wurzel der Schlinig-Decke liegt im O. Schlinig- und Münster-Decke sind vielleicht nicht indentisch; die Wurzel der Münster-Decke liegt unter der Schlinig-Decke; sie ist allerdings nicht zu finden, was wohl durch tektonische Beseitigung zu erklären ist. — Der ganze Unterbau liegt an seinem Westrande mit einer Gleitfläche auf dem Kristallinen der Silvretta, was einer allgemeinen Abstauung entspricht; der Abschub der Trias von ihrer Basis ist die erste Phase der Druckwirkung der von O her andrängenden kristallinen Decke; ein Teil der Abstauungslinie ist die „nordwestliche Randlinie“, welche dem NO streichenden Flügel der Engadiner Dolomiten folgt, während sie in ihrem südlichen Abschnitte die NW streichenden Falten schräg abschneidet. — Bezüglich der nur kurz gestreiften Bündner Schieferregion sagen die Autoren, daß die Masse der Grüngesteine (Serpentin und Spilit) an Ort und Stelle emporgedrungen ist; das Gewölbe der darüberliegenden Bündner Schiefer ist z. T. wahrscheinlich älter als die Intrusion der Peridotites, z. T. gleichalt (Tuffe?), z. T. jünger (Jura?, Kreide, Alttertiär). Zur Frage, ob das Bündner Schiefergebiet ein Senkungsfeld mit randlichen, zentripetalen Überschiebungen oder ein Fenster des lepontinischen Deckensystems unter dem Ostalpinen sei, sagen die Autoren: „Die Lokaltektunik liefert, soweit sie bisher bekannt geworden ist, weder für die eine noch für die andere Annahme zwingende Gründe. Trotzdem glauben wir, daß die Deutung als Fenster dem heutigen Stande der Kenntnisse am besten gerecht wird.“ Was das Alter der Bewegungen betrifft, ist zu bemerken, daß die Bogenform sicher einheitlich ist und daß die Walmmulden Spuren späterer Faltungsphasen sind. — Die Natur der Überschiebungen (Schlinig-Masse etc.) läßt sich besser nicht als Überfaltungen, sondern als Scherungen auffassen. Die Faltenbogen der Trias erscheinen als ein Wall am Rande des rechteckig gegen W gekehrten Keiles der Schlinig- bzw. Münster-Decke; wahrscheinlich liegt eine Präformierung der liegenden Faltenwelle vor, der als späterer Vorgang der Zusammendrängung zu einem Bogen folgte.

**Kritik anderer Erklärungsversuche.** Die Autoren geben eine Übersicht und Kritik über die bisherigen lokalen Deutungen durch SCHILLER, ZOEPPRITZ und HAMMER, wenden sich dann gegen die Deutung ROTHPLETZ' und besprechen dann die Anwendung der Deckentheorie auf

ihr Arbeitsgebiet (TERMIER, SCHLAGINTWEIT); sie lehnen jeden Versuch, die Tektonik der Engadiner Dolomiten mit Hilfe des S—N-Schubes im Sinne der Deckentheorie zu erklären als unvereinbar mit den Grundtatsachen des tektonischen Aufbaues mit Entschiedenheit ab; die Tektonik kann ohne Annahme eines bogenförmigen O—W-Schubes nicht gelöst werden. — Besser steht es mit der Anwendung der Deckentheorie bezüglich des Verhältnisses von Ostalpin und Lepontinisch, also bezüglich des Unterengadiner Fensters, dessen Fensternatur allerdings auch noch nicht zwingend nachgewiesen ist. Einer besonderen Erörterung werden die Anschauungen TERMIER's, SCHARDT's, ZYNDEL's, TRÜMPY's und STEINMANN-PAULCKE's unterzogen; bezüglich der letzteren kommen die Autoren zum Schluß, daß hier die Klippen- und Breccien-Decke nicht genügend begründet und die Beschränkung der ophiolithischen Eruptiva auf eine dritte und höchste (rhätische) Decke entschieden abzulehnen ist, was übrigens auch für die Prättigauer Aufbruchzone gilt; daß die Préalpes und die Aufbruchzone sich tektonisch nicht entsprechen, wird kurz ausgeführt.

Ausblicke. Die Konsequenzen der Erkenntnis des O—W-Schubes reicht weit über das Engadin hinaus; es gibt also auch deckenbildende Längsschübe. Auch sonst gibt es solche Bewegungen, z. B. am Ostende der Tauern, in den nördlichen und südöstlichen Kalkalpen usw. Viele andere Fragen tauchen auf, so die Frage nach den Wurzeln der Münster-taler Decke, nach der Fortsetzung der Braulio-Überschiebung, wie verhalten sich die Längs- und Querverschiebungen zeitlich usw.

Leider ist es in dem beschränkten Raum eines Referates nicht möglich, die von den beiden Autoren gebrachten Resultate auch nur annäherungsweise anzudeuten. Jedenfalls ist die besprochene Abhandlung als ein Markstein alpin-geologischer Forschung für immer mit dem Fortschritt der Alpengeologie verknüpft. Es ist nur zu wünschen, daß sie von den Anhängern des starren S—N-Schemas der Deckentheorie möglichst genau studiert werde.

Besonders hervorzuheben ist noch die herrlich ausgeführte Karte und die ungemein klaren und übersichtlichen Profile. **Fr. Heritsch.**

---

**W. Hammer:** Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1914. 64. 3. Heft. Wien 1915. 443—566. Mit 31 Fig. im Text, 1 Übersichtstabelle und 5 Taf.)

Seit der deckentheoretischen Erklärung des Baues der Ostalpen spielt das Gebiet der Bündner Schiefer im Oberinntal, das Unterengadiner Fenster, eine bedeutende Rolle. Der großzügig gemachten Tektonik lagen nur wenige, durch Publikation zugänglich gemachte Beobachtungen zugrunde. Es ist daher äußerst erfreulich, daß in HAMMER's Arbeit eine Studie vorliegt, welche in erster Linie Detail bringt, wodurch demjenigen, der nicht

Engadiner Spezialist ist, die Möglichkeit geboten wird, sich ein Bild der tatsächlich vorhandenen Verhältnisse zu machen. — Der SW—NO streichende, 55 km lange und im Maximum 18 km breite Aufbruch der Bündner Schiefer des Unteengadins stellt an den Geologen zwei Hauptfragen: die eine nach dem Alter der Schiefer und die andere nach der Tektonik, d. h. ob ein überschobenes Senkungsfeld oder ein Fenster vorliegt; beide Fragen sind bisher sehr verschieden beantwortet worden. — Verf. bringt in der vorliegenden Studie eine Beschreibung des tirolischen Anteiles ohne Erörterung der regionaltektonischen Frage.

Am Schichtaufbau nehmen teil: Verrucano und Buntsandstein. Die Unterscheidung dieser Schichtgruppe erfolgt auf Grund der petrographischen Gleichheit mit entsprechenden Schichten in den Nordtiroler Kalkalpen und der Münstertaler Alpen. Der Verrucano besteht aus Sericitschiefern, Sericitphylliten, Sericitquarziten, Arkosen, Quarziten, Quarzsandsteinen; mit den Quarzsandsteinen zusammen treten dunkelrote, tonig-feinsandige Schiefer auf, welche diesen Komplex dem Buntsandstein (Werfener Schichten der Nordalpen) gleichstellen lassen. Im Verband mit dem Verrucano und mit ihm durch Übergänge verbunden treten dunkle Phyllite von oft hoher Kristallinität auf. — Gleichartige Reihen von Gesteinen übereinander sind nicht festzustellen; in horizontaler Richtung sind bedeutende Schwankungen vorhanden. — Unter Umständen ist es schwierig, den Verrucano von den bunten Bündner Schiefern zu trennen; dem Verrucano fehlt ein Kalkgehalt, was als Unterscheidungsmerkmal verwendet wurde. An einzelnen Stellen liegen Diabasschiefer im Verrucano. Wichtig ist als eine primäre Einschaltung im Verrucano der Eisendolomit, der in einzelne Schollen zerlegt ist (wie die Trias- und Liaskalke) und Kupfererz führt. In der Ortler- und Lischanna-Gruppe, im Oberengadin und bei Landeck kommen im selben Horizonte erzführende Carbonatgesteine vor. — Wichtig ist die Feststellung, daß im Gebiete von Landeck, Paznaun und Pontlatz zwischen dem Verrucano am Südrande der Kalkalpen und dem Bündner Schiefergebiete von Prutz eine große Zahl von Verrucano-vorkommen vorhanden ist, welche als Einklemmungen in Phylliten und Gneisen erhalten geblieben sind; es besteht daher ein geschlossenes Verbreitungsgebiet von Verrucano von den Lechtaler Alpen über das Bündner Schiefergebiet bis zum Ortler.

Trias. Kalke und Dolomite erscheinen an vielen Stellen im Bündner Schiefer; sie werden durch ihre Gesteinsähnlichkeit mit den Nordalpen und mit der Lischanna-Gruppe und durch einzelne Fossilfunde als triadisch fixiert. Es treten auf: helle Kalke in verschiedener Ausbildung, helle oder dunkle, oft brecciöse Dolomite, graue kalkige Mergel. An Fossilien fanden sich Bactryllien, Crinoidenstielglieder und Diploporen. — Die Trias ist nicht als zusammenhängende Zone, sondern nur als einzelne Linsen erhalten und auch die Linsen sind wieder zerlegt. Das Auftreten von triadischen Geröllen in den Konglomeraten der bunten Bündner Schiefer und in den weitverbreiteten Breccien zeigt, daß ehemals eine viel größere Ausdehnung dieser Gesteine vorhanden war und daß die jetzige sporadische

Verteilung auf Zerstörung und auf tektonische Vorgänge zurückzuführen ist. — Auf Schweizer Boden liegt die Scholle des Stammerspitz, in der Rhät nachgewiesen ist, das sich faziell an die nördlichen Kalkalpen anschließt. Ob die tonig-mergeligen Schichten des Tiroler Abschnittes Rhät oder Trias sind, ist nicht sicher. Das Auftreten von Kalken in der Trias ist ein Unterschied gegen die zum großen Teile dolomitisch entwickelte Trias der Radstädter Tauern und des Semmering. Eine Aufteilung der Trias auf die zwei Gruppen der lepontinischen und ostalpinen Triasentwicklung ist nicht durchführbar, wie auch aus tektonischen Gründen (Zugehörigkeit der Schollen des Frudiger Kammes und des Stammerspitz zur selben tektonischen Zone) hervorgeht. Auch bestehen die am Gneis-Überschiebungsrande liegenden Triasschollen aus denselben Gesteinen wie die innersten der Schollen.

**Gips.** In Begleitung des Verrucano, der Trias und der bunten Bündner Schiefer treten in den Schieferzonen des Nordrandes und in der Zone Sent-Ardetz zahlreiche Lager von Gips auf, deren Größe von wenigen Metern bis zu kilometerlangen Zügen wechselt. Auch in den grauen Bündner Schiefen liegen stellenweise Gipse. Der Gips enthält oft eckige Fragmente von triadischem Dolomit, von Kalk (Trias?) und selten von phyllitischen Schiefen. Sehr häufig wird der Gips von Dolomit und Rauchwacke begleitet; Gips und Rauchwacke können als syngenetische saline Bildungen angesehen werden, sind aber sicher oft tektonisch umgearbeitet und mit fremden Fragmenten versehen worden. Der Gips ist wohl metasomatischer Entstehung und kann auf Grund des Schichtenverbandes (mit einiger Vorsicht wegen seiner Genese) zur Trias gestellt werden.

**Lias.** Die Kalke des Lias sind der einzige fossilreiche Horizont; an seiner Basis liegen schwärzliche, sandig-mergelige Schiefer. Belemniten, Brachiopoden und Ammoniten führen die Crinoidenkalke (Alp bella). Es handelt sich um Unterlias. Seine Hauptverbreitung liegt auf Schweizer Boden.

**Hellbunte Kalke.** In der südlichen und nördlichen Randzone des Fensters treten Kalke auf, die sich weder der Kreide noch den älteren Kalken ohne weiteres zuordnen lassen. Es ist die Frage, ob es sich um ein eigenes Formationsglied (Tithon?) oder um umgewandelte Teile der übrigen großen Schichtgruppen handelt.

**Graue, basale Bündner Schiefer und Bündner Kreide.** Darunter versteht Verf. alle Bündner Schiefer mit Ausnahme der bunten Bündner Schiefer, welche letztere im tirolischen Teil des Fensters nur an den Rändern entwickelt sind. Die Gesteine der Bündner Schiefer, welche vier Fünftel des Gebietes einnehmen, sind zum größten Teile umkristallisiert; am wenigsten unterlagen der Metamorphose die klastischen Gesteine, d. s. Breccien und Konglomerate. Der Grad der Umwandlung nimmt von W gegen O zu. Es lassen sich im Kalktonschieferkomplex verschiedene Fazies und Horizonte unterscheiden, die z. T. durch Metamorphose, z. T. primär hervorgerufen sind. Verf. unterscheidet und beschreibt: Kalk-

glimmerschiefer durch Übergänge und Kalk verbunden, Tonschiefer und halbphyllitische Schiefer, dünntafelige Kalkschiefer, quarzitisches Kalke, Tüpfelschiefer (Kalkschiefer mit schwarzen Tupfen, d. s. unbestimmbare Reste kleiner Organismen), Kalke mit Radiolarien (Übergänge zwischen Breccien, Radiolarienkalcken und Tüpfelschiefern), Breccien (Quarzbreccien, Kalkbreccien z. T. mit Crinoidenstilgliedern und Übergängen zu crinoiden Kalcken; in Kalkbreccien fand sich *Orbitulina lenticularis* und *Diplopora Mühlbergi*), eruptive Einschaltungen in Form von Diabasdecken, Serpentin. Die verschiedenen sedimentären Fazies der grauen Bündner Schiefer sind durch Übergänge im und quer zum Streichen miteinander verbunden. Eine sichere Reihe von Sedimentfolgen ist nicht zu geben, wenn es auch schon viele Anhaltspunkte dafür gibt; so sind z. B. die Breccien im tieferen Teile des Komplexes sporadisch und erreichen ihre Hauptverbreitung in den oberen Zonen. — Die Grundlage für die Altersbestimmung der grauen Bündner Schiefer sind die Foraminiferen, die ein cretacisches Alter sicherstellen; PAULCKE nennt den Komplex der crinoidenführenden Kalke und Breccien die Bündner Kreide und weist auf die Übereinstimmung mit der Tristelbreccie des Rhätikons hin. Zur Frage von PAULCKE's tertiärer Rozbreccie sagt der Verf., daß Kreide und Alttertiär entweder eng verbunden sind oder daß es auch cretacische Rozbreccien gibt. Breccien vom Habitus der Tristelbreccie und der Bündner Kreide enthält auch die Kreide der Lechtaler Alpen. Die Breccien der basalen Teile der grauen Bündner Schiefer gleichen vollständig jenen der obersten Teile, d. i. der „Bündner Kreide“. — Für die Altersbestimmung kommen noch die Tüpfelschiefer in Betracht, welche auch anderwärts vorkommen (Via mala, Splügen, Prättigau) und wahrscheinlich Kreide sind. — Es ist sehr wahrscheinlich, daß der größere Teil der grauen Bündner Schiefer der Kreideformation zugehört; fraglich bleibt es, ob der tiefere Teil dieses Komplexes auch ältere Formationen umfaßt, wie das im mittleren Graubünden (Piz Mundaun bei Ilanz, wo Lias nachgewiesen wurde) der Fall ist.

Bunte Bündner Schiefer. Vom Samnaun bis zum Kaunertal zieht sich am Nordabfall der Bündner Schieferwölbung eine Schieferserie (die bunten Bündner Schiefer hin), die durch den Reichtum an kalkig-tonigen, sandigen und grobklastischen Sedimenten und die Dünnschieferigkeit der kalkigen Teile und durch die Färbung von den anderen Bündner Schiefen unterschieden ist. Auch hier nimmt die Metamorphose von W nach O zu. An Gesteinen treten auf: Kalkschiefer, Tonschiefer, Dolomitbreccien, Konglomerate, Breccien (diese letztere unterscheiden sich von jenen der grauen Schiefer), geschieferte Diabase. Die Aufstellung einer zeitlichen Schichtreihe innerhalb des Komplexes der bunten Bündner Schiefer wird durch den starken Gesteinswechsel und durch die stark gestörten Lagerungsverhältnisse unmöglich gemacht. — Bestimmbare Fossilien sind in den bunten Schiefen nicht gefunden worden. Aus der Geröllgesellschaft der Konglomerate und den Bestandteilen der Breccien geht wenigstens ein ober- oder posttriadisches Alter hervor; kristalline Gesteine der Ötztaler und Silvretta-Gruppe sind sehr selten in den Konglomeraten und Breccien;

die kristallinen Gesteine müssen entweder in größerer Entfernung vom Bildungsraum der Bündner Schiefer oder mit jüngeren Sedimenten bedeckt gewesen sein. — Die Zone der bunten Schiefer wird in ihrer ganzen Erstreckung durch Schollen von Dolomiten und Kalken der Trias begleitet und ist vielfach mit Verrucano tektonisch verbunden. Stellenweise wird der Eindruck eines stratigraphischen Verbandes von Buntsandstein und buntem Bündner Schiefer, einer Transgressionsbildung mit Geröllen von zerstörten Triasdolomiten und dem Buntsandstein entnommenen Quarzgeröllen hervorgerufen.

Von der gesamten Schichtreihe des Gebietes stimmen in der Fazies Verrucano, Trias, Rhät und Lias mit den Lechtaler und Münstertaler Kalkalpen überein. Die Bündner Schiefer dagegen verweisen auf das Faziesgebiet von Mittelbünden und Prättigau, aber auch auf die Kreide der Lechtaler Alpen. Die Herstellung des Zusammenhanges zwischen Bündner Schiefer und Trias durch Breccien spricht dafür, daß man es nicht mit tektonisch gemischten Schichtreihen zweier verschiedener Faziesgebiete, sondern mit der Formationsreihe eines Ablagerungsraumes zu tun hat. Die bunten Bündner Schiefer haben (sedimentäre Breccien, Konglomerate und kalkig-sandige Schiefer!) den Charakter einer küstennahen Bildung (analog dem Flysch). Abgesehen von Verrucano, Trias, Rhät, Lias, unterer Kreide und Tertiär (?) bleiben für den bunten Bündner Schiefer mehrere Altersdeutungen offen, nämlich karnisches Alter oder Trias und Jura oder obere Kreide (und verbunden damit Tertiär, d. i. die Schichten mit *Orbitoides*).

Lagerungsverhältnisse. Die Lagerung der Schichten ist im tirolischen Abschnitt eine scheinbar sehr einfache, indem von einer SW—NO streichenden Achse die Schichten gleichmäßig nach beiden Seiten abfallen. Das ist die zentrale Aufwölbung, die sich gegen NO in die Tiefe senkt. Bemerkenswert ist die allenthalben auftretende Kleinfältelung (E. SUSS „galoppierende Kleinfältelung“), welche der Ausdruck der von Ort zu Ort wechselnden Differentialbewegung ist. — Der Nordrand des Gebietes schließt sich im Streichen und Fallen ganz dem Nordschenkel der zentralen Aufwölbung an, aber seine tektonische Struktur gleicht der eines flaserigen Augengneises, indem auskeilende, sich zerteilende, streckenweise anschwellende Schichtzonen verschiedener dem Alter nach kenntlicher Gesteine anzeigen, daß man es nicht mit einer einheitlichen Schichtzone, sondern mit einem tektonischen Verbande zu tun hat. Die Breite der Zone schwankt zwischen 1,4 und 6 km. An Hauptzonen gibt es: die innere Zone der bunten Schiefer, eine Zone grauer Bündner Schiefer, die Verrucano-Triaszone, die äußere Schieferzone, ebenfalls mit Triasschollen; im westlichen Teile setzt außen noch eine Liaszone und eine Zone mit Bündner Kreide, Fucoidenschiefern und Diabasen ein. Alle diese Zonen bilden ungemein komplizierte Schuppensysteme, die im Detail beschrieben werden; diese Darstellung wird durch zahlreiche Profile ungemein klargemacht. — Die drei nördlichsten Zonen erreichen mit ONO-Streichen den Ostrand (Gneis) des Bündner Schiefergebietes und enden hier. Die anderen Zonen schwenken kurz vor dem östlichen Gneisrand in NW- und dann in NS-Richtung ein,

zeigen also ein dem Untersinken des Gewölbes der Bündner Schiefer angepaßtes Verhalten; die komplizierte Schuppentektonik bleibt auch hier erhalten. — Dagegen erscheint der Südrand des Bündner Schiefergebietes einfacher gebaut, denn die geschlossene Masse der Bündner Schiefer mit der Bündner Kreide im Hangenden reicht bis an den Gneisrand heran; nur im nordöstlichen Teile des Südrandes sind bunte Bündner Schiefer als Zone vorhanden, sonst treten diese sowie Trias und Lias nur in kleinen Resten auf. — Das Bündner Schiefergebiet ist von Gneisen umgeben. Fast überall fallen an der Grenze die jüngeren Schichten unter die Gneise ein; die Fälle, in denen die Bündner Gesteine über den Gneisen liegen, können als seltene Ausnahmen angesehen und auf sekundäre tektonische Bewegungen zurückgeführt werden. Die Neigung der Überlagerungsfläche durch die Gneise ist im tirolischen Teile des Bündner Schiefergebietes steil bis nahezu senkrecht; teilweise ist die Grenzfläche wellig verbogen und zeigt einen Wechsel von steilem und flachem Einfallen. Das Streichen der Gneise ist in der Silvretta und Ötztaler Gruppe vorwiegend W—O gerichtet; es werden daher die einzelnen Gneiszüge von der meist NO verlaufenden Grenze gegen die Bündner Schiefer schräge abgeschnitten; doch ist an der Grenze vielfach eine Anpassung an das Streichen eingetreten wie bei anderen großen Störungen (Judicarien-Linie); bei der Auffassung des Gebietes als Fenster können die randlichen Anpassungen im Streichen nur als Erscheinung nach der Überschiebung, während und nach der Steilstellung der Schubfläche entstanden, aufgefaßt werden. In manchen Randzonen ist es zu einer Verschuppung von Gneis mit Bündner Schiefer, Trias und Verrucano gekommen. Die Bündner Schiefer sind selten am Rande umgewandelt; in den Gneisen dagegen sind Diaphthorite und Mylonite gebildet, wobei erstere besonders bei sedimentogenen, letztere bei Granitgneisen auftreten. Besonders beschrieben werden „dichte Gangmylonite“ (früher als felsophyrische Durchäderung beschrieben), die nur im nördlichen Gneis auftreten und deren Gangform nicht auf eruptivem, sondern auf tektonischem Wege entstanden ist. Die Randzone der Ötztaler Gneise wird von zahlreichen Diabasen durchsetzt, die im Gegensatz zu den Diabasen der Bündner Schiefer ihre magmatische Struktur fast immer bewahrt haben. Dieselbe Randzone der Gneise wird von zahlreichen Erzgängen und Imprägnationen durchzogen, welche wie die Diabase tektonisch jünger als die Randdislokation der Gneise ist. Daraus ist zu schließen, daß der Gneisrand nicht nur der zufällige Erosionsrand eines Fensters ist, sondern von Anfang an oder bei späterer Beanspruchung tektonisch vorgebildet ist.

Fr. Heritsch.

### Ostalpen.

**E. Spengler:** Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil: Das Becken von Gosau. (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-nat. Kl. 123. Abt. 1. 1914. 267—328. 3 Taf.)

I. Der südliche Teil der Gamsfeldgruppe und ihr Zusammenhang mit dem Dachstein.

Die Gebirgskette Gamsfeld—Ramsaugebirge bildet den Südfügel einer Antiklinale und wird durch die Blattverschiebung westlich Rußbachsag und dem Knulltörlbruch in drei Schollen zerlegt, nämlich von W nach O die Braunedlkopfscholle, die Gamsfeldscholle und das Ramsaugebirge.

Die Gamsfeldscholle besteht aus weißem Ramsaudolomit, Reingrabener Schiefen und *Cardita*-Oolithen, hellgraubraunem, im unteren Teil wahrscheinlich noch karnischem oberem Dolomit und weißem Dachsteinkalk. Sie wird von mehreren Verwerfungen durchsetzt.

Die Braunedlkopfscholle. Am Taborberg stellt sich im Dachsteindolomit eine Wechsellagerung von Kalk- und Dolomitbänken ein, die wahrscheinlich den Übergang zur kalkigeren Entwicklung der norischen Stufe im Tennengebirge anzeigt. Die ganze Scholle hat den Bau einer Halbkuppel. Sie bildete ursprünglich den Abschluß der Antiklinale des Goiserer Weißenbachtals gegen W, ist aber später an der Blattverschiebung um  $3\frac{1}{2}$  km gegenüber der Hauptmasse der Gamsfeldfläche zurückgeblieben.

Im Ramsaugebirge sitzen dem Dachsteinkalk stellenweise noch Reste von roten Crinoidenkalken des Lias oder Jura und Radiolarite auf. Der Westabfall des Rußberges bildet eine ähnliche, nur viel flachere Halbkuppel wie die Braunedlkopfscholle. Spuren einer unbedeutenden Gipfelfaltung sind zu erkennen. Die Grenze zwischen Dachsteindolomit und Dachsteinkalk senkt sich allmählich, ein zweiter Weg, durch den der Übergang zur rein kalkigen Entwicklung der norischen Stufe erreicht wird.

Ramsaugebirge, Sarstein und Dachstein stehen in ununterbrochener Verbindung miteinander. Unter „Dachsteindecke“ versteht Verf. diese an ihrem Nordrand über die Hallstätter Gesteine der Zone Strobl—Ischl vielleicht nur wenige Kilometer und auf eine geringe Strecke im Streichen hinübertretende Gebirgsmasse. Die Förderung derselben ist vorgosauisch. „Gamsfelddecke“ heißt diejenige Masse, die nachgosauisch über die Gosauzone Ischl—Strobl—Abtenau überschoben wurde.

Durch die Straße am rechten Ufer des vorderen Gosausees wurde ein neues Vorkommen von Halorellenschichten im Dachsteinkalk aufgeschlossen, das eine kleine norische Fauna geliefert hat. Es spricht sich darin sicher ein Übergang zur Hallstätter Fazies aus.

Plassen und Hallstätter Salzberg bilden wahrscheinlich eine Deckscholle, zu der auch die Untertrias unterhalb Rußbachsag gehört.

II. Die Gosauschichten des Beckens von Gosau.

Es läßt sich an vielen Beispielen zeigen, daß diese Gosauschichten sowohl den Gesteinen der Dachsteindecke als denen der Plassenscholle normal aufgelagert sind. Nur der Südwestrand des Beckens entspricht einer Überschiebung.

Die Dislokationen der Gamsfeldgruppe sind nachgosauisch. Die Blattverschiebung setzt sich wahrscheinlich in die Störung zwischen den

Gosauschichten am Nordrand des vorderen Gosausees und dem Dachsteinkalk des Klauskogels fort. Dort, wo sie ganz innerhalb der Oberkreide verläuft, ist sie allerdings nicht nachweisbar. Die Gosauschichten sind leicht gefaltet. Innerhalb derselben konnten auf der Karte Konglomerate, Hippuritenbänke, Sandsteine und Mergel nur nach faziellen Gesichtspunkten geschieden werden, da diese Gesteine kein bestimmtes Niveau einhalten. Dagegen bilden die roten Globigerinenmergel der Nierentaler Schichten einen jüngeren Horizont. Sie fallen in die Maestrichtstufe und liegen stellenweise direkt der Trias auf. Bei ihrer großen horizontalen Verbreitung über die ganze alpine Geosynklinale darf man wohl annehmen, daß sie auch im Berchtesgadener Land der gleichen Stufe wie im Becken von Gosau angehören. Über ihnen folgt ein größtenteils aus kristallinen Geröllen zusammengesetztes Konglomerat mit vielen Lithothamnienfragmenten. Trotzdem verschiedene Gründe dafür sprechen würden, dieses Gestein mit dem jüngeren Eocän von Reichenhall zu parallelisieren, überwiegen doch die Argumente für ein obercretacisches oder höchstens tiefeocänes Alter (Art der Lithothamnien, Fehlen von Nummuliten, Konkordanz mit den Nierentaler Schichten).

### III. Die Überschiebungsregion des Zwieselalmgebietes.

Der Aufbau des Gebirgszuges Buchbergriedl—Zwieselalm—Donnerkogel ist folgender:

12. Hochgebirgsriffkalk der Donnerkogeln.

11. Zlambachsichten mit verschiedenen Choristoceren.

III. Gegen NW ansteigende Überschiebung.

10. Karnisch-norischer Dolomit der Zwieselalm, etwas über 400 m.

9. Hüpfinger Kalke: Dünngbankte Hornsteinkalke und Hornsteindolomite mit Mergelzwischenlagen.

8. Reingrabener Schiefer, 60—80 m, stellenweise mit Sandsteinen.

7. Reifinger Kalke, ca. 100 m.

II. Gegen NO ansteigende Überschiebung.

6. Zlambachsichten, nur eine Linse bildend.

5. Hallstätter Kalk, isolierte Partien.

4. Werfener Schiefer.

I. Zwieselalmüberschiebung, gegen NO ansteigend.

3. Obercretacisches Konglomerat.

2. Nierentaler Schichten.

1. Gosouschichten.

Im W stößt die Gesteinsmasse des Zwieselalmzuges mit einer Überschiebung gegen die nordöstlich fallenden Werfener Schiefer der Niederung von Annaberg. Durch Züge von Gutensteiner Schichten zerfällt diese Region in drei Schuppen, die von S gegen N übereinanderfolgen.

Die Überschiebung an der Westseite des Zwieselalmzuges ist nach Ansicht des Verf.'s wahrscheinlich mit der Überschiebung II identisch. I und II dürften gleichaltrig (nachgosauisch) sein. Dagegen ist III schon durch ihre Lage von ihnen verschieden.

Die Zlambachschichten der Nord- und Westseite des Donnerkogels scheinen eine seitlich rasch auskeilende, linsenförmige Einschaltung im oberen Teil des Hochgebirgs-Korallriffkalkes zu sein. Wahrscheinlich hängt die Bildung dieser Einlagerung mit einem Wechsel in der Meeresströmung zusammen.

Die Zwieselalmüberschiebung stellt sich gegen SO immer steiler und geht schließlich in eine vertikale Dislokation über. Sie charakterisiert sich dadurch als eine lokale, durch das Vorhandensein des Gosaubekens bedingte Erscheinung.

#### IV. Zusammenfassende Ergebnisse.

##### 1. Rekonstruktion der obercretacischen Topographie.

Die wichtigsten gebirgsbildenden Vorgänge in den nördlichen Kalkalpen sind vorgosauisch. Auf diese will Verf. jedoch noch nicht eingehen. Er will aber versuchen, das vorgosauische Gebirge zu rekonstruieren, indem die tertiären Bewegungen im Gedanken rückgängig gemacht werden, was an der Hand einer tektonischen Skizze mit 2 Oleaten geschieht. Zwischen der tirolischen Linie und dem Südrand der Kalkalpen unterscheiden wir in dem von SPENGLER untersuchten Gebiete 4 nachgosauische, tangentielle Dislokationen:

1. Die Faltung der Gosauschichten des Wolfgangseetales und ihre Überschiebung durch den Nordrand der Osterhorngruppe und des Sparlerhornes.

2. Die Überschiebung der Gamsfelddecke.

3. Die Faltung der Gosauschichten im Becken von Gosau.

4. Die Zwieselalmüberschiebung.

Die nachtertiären Bewegungen werden in 2 Phasen zerlegt, die allerdings in Wirklichkeit kaum scharf getrennt waren. Bei der ersten erfolgte der Vorschub der Gamsfeldmasse gegenüber der Braunedlkopfmasse längs der Blattverschiebung und die Zwieselalmüberschiebung. Die zweite bewirkte durch eine einzige, komplizierte, drehende Bewegung die Krümmung der vorher geradlinigen Blattverschiebung, die Faltung der Gosauschichten und das nordwestliche Einfallen der Dachsteindolomite an der Linie Strobl—Abtenau. Der geringste mögliche Betrag der Bewegung im Tertiär stellt sich auf diese Art für den Taborberg nur auf  $3\frac{1}{2}$  km gegen NNW, für das Gamsfeld auf  $9\frac{1}{2}$  km gegen NNW, für die Zwieselalm auf 11 km gegen N (vermöge einer nachträglichen, selbständigen Bewegung gegen NO).

Manche faziellen Gegensätze, die jetzt hart aneinanderstoßen, werden durch diese Rekonstruktion auf größere Strecken verteilt. Die Hallstätter Gesteine bildeten im Alttertiär 2 bei Abtenau sich vereinigende Äste, deren einer mit 3—4 km Breite durch die Gegend des heutigen Gamsfeldes von den Strubbergen ostnordöstlich zum Raschberg zog, während die andere, bis 10 km breite südöstlich gerade auf den Hallstätter Salzberg zu strich. Wenn die Hallstätter Gesteine des unteren Lammertales juvavisch sind, dann gilt dasselbe höchstwahrscheinlich von den beiden genannten Hallstätter Zonen. Noch in vorgosauischer Zeit

wäre die nördliche dieser juvavischen Zonen von der Gamsfeldgruppe ein Stück weit überschoben.

## 2. Die Transgression des Gosaumeeres.

Sie begann im obersten Turon (Angoumien), erreichte aber in dieser und den folgenden Stufen bis zum unteren Campanien nur eine geringe Ausdehnung. Der Ausgang des Gosauer Beckens muß im S, unter der Zwieselalmüberschiebung gesucht werden, da wir sonst ringsum Küstenbildungen kennen. Auch im Gosaubecken von St. Wolfgang scheint die Transgression im Angoumien am Südrande begonnen zu haben, erreichte aber erst im Santonien das Tal des Wolfgangsees. Der Meeresarm war etwa 15 km breit. Die Gamsfeldgruppe bildete einen höchstens 8 km breiten Landrücken zwischen den beiden Meeresbuchten, der damals vorwiegend aus Dachsteinkalk mit Juraauflagerungen bestand. Daß eine Meeresverbindung der beiden Becken westlich um die Gamsfeldgruppe herum bestand, ist unwahrscheinlich. Auch eine direkte Verbindung mit der Flyschzone war nicht vorhanden. Die fazielle Gliederung der älteren Gosau in eine Konglomeratzone unmittelbar an der Küste, eine Riffzone mit Hippuriten und Stockkorallen und eine Mergel- oder Glanecker Fazies mit Einzelkorallen und Ammoniten ist stets sehr klar.

Mit dem oberen Campanien beginnt eine positive Bewegung der Strandlinie. Die Plassengruppe wird überflutet. Es öffnet sich eine Meeresverbindung um die Westseite der Gamsfeldgruppe, diese selbst bildet aber wahrscheinlich noch eine Insel. Die Hippuritenriffe verschwinden und es herrschen Inoceramenschichten. Die Verbindung mit der Flyschzone wird frei und nordische Faunenelemente wandern ein.

Die Nierentaler Schichten sind durchaus eine Bildung tieferen Wassers. Die ganzen nördlichen Kalkalpen waren in der Maestrichtstufe vom Meer bedeckt.

Im Danien und Paleocän geht das Meer rasch zurück und es folgt eine Festlandsperiode.

## 3. Nachgosauische Gebirgsbildung.

Während der Oberkreide waren — wenn überhaupt — jedenfalls nur sehr unbedeutende tektonische Bewegungen im Zuge. Die tertiäre Gebirgsbildung beginnt mit der Erhebung eines kristallinen Rückens im S der Kalkalpen. In das Alttertiär fallen dann die Überschiebung der Osterhorngruppe an ihrem Nordrand, die Bildung der Gamsfelddecke und der Zwieselalmdecke. Dabei zeigen sich zwei allgemeine Gesetze:

1. Es besteht die Tendenz, die einzelnen Gosaubecken von S her zu überschoben. Die Überschiebungen sind durch die vorliegenden Regionen geringeren Widerstandes bedingte „lokale Erscheinungen“.

2. „Die Überschiebungen benützen im allgemeinen die durch vorgosauische Bewegungen vorgezeichneten Bahnen, ohne sich jedoch ganz streng an diese zu halten.“

Die Schubbahn der Gamsfelddecke fällt auf der Strecke Abtenau—Ischl annähernd mit der juvavischen Fläche zusammen. Bei Anzenau

springt sie jedoch höchstwahrscheinlich auf die höher liegende Schubfläche der Dachsteindecke über.

Die Faltung der Gosaubecken ist mit den Überschiebungen kausal verknüpft. Die nachgosauischen Verwerfungen sind teils älter als die Überschiebungen, teils jünger. Die letzten Bewegungen waren isostatische Hebungen und Senkungen als Folge der Überschiebung und der Denudation.

Die eigentliche Hauptaufgabe seiner Untersuchungen, die Aufklärung der Geschichte der großen Gosaubecken des Salzkammergutes, hat Verf. in einer sehr befriedigenden Art zu lösen vermocht. Es gibt in den jungen Faltengebirgen wohl nur wenige vortertiäre Prozesse, über die wir so eingehend unterrichtet sind, wie jetzt über die Ausfüllung dieser Becken.

Dagegen ist die regionaltektonische Eingliederung der begangenen Gebirgsteile noch nicht vollständig durchführbar gewesen. Speziell die Zwieselalmregion bietet noch manche Schwierigkeit. Verf. hält den Zug Buchbergriedl—Zwieselalm für tirolisch (p. 47), während HAHN ihn lieber der juvavischen Masse zurechnen möchte. Die Lösung dieser Frage dürfen wir wohl von der versprochenen Monographie des Gosauer Kammes erwarten. Auch die Beziehungen der Schubflächen auf der Nordostseite der Zwieselalmmasse zu derjenigen auf der Südwestseite und das Verhältnis dieser zu den tieferen Schuppen bei Annaberg sind vorläufig noch nicht ganz klar. Vielleicht wäre es sogar möglich, in dieser Gegend dem fraglichen Zusammenhang zwischen der jungen Querfaltung und den Überschiebungen am Südrand der austroalpinen Masse näher zu kommen.

J. v. Pia.

---

**R. Jaeger:** Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. (Mitt. d. geol. Ges. in Wien. 7. 1914. 122—172. Taf. 4—7.)

Durch zahlreiche neue Fossilfunde, besonders von Foraminiferen, wurde eine Gliederung der Flyschbildungen des östlichen Wienerwaldes ermöglicht, die in den Grundzügen als gesichert gelten kann.

Die stratigraphische Einteilung, die sich dem Verf. ergeben hat, ist folgende:

1. Neocom:

- a) Flyschfazies: Aptychensandsteine und helle, sandige Kalke.
- b) Klippenfazies: helle Aptychenkalke.

2. Obere Unterkreide: Glaukonitsandsteine und rote Mergel (PAUL's „dunkle, glasige Sandsteine“).

3. Oberkreide:

- α) Sandig-konglomeratische Ausbildung.
- β) Mergelige Ausbildung.
- γ) Glaukonitsandsteine und rote Mergel.

Lücke?

## 4. Mitteleocän:

α) Greifensteiner Sandstein.

β) Glaukonitsandsteine und rote Mergel, Nummulitensandsteine usw.

Die wichtigsten neuen Ergebnisse sind: „1. daß Unterkreide im Wienerwald tatsächlich in Flyschfazies vertreten ist, 2. daß den zwei Ausbildungsformen des Eocäns im wesentlichen gleiches Alter zukommt, 3. daß die Glaukonitsandsteine mit ihren Begleitgesteinen nicht einem bestimmten Horizont entsprechen, sondern in allen Stufen auftreten.“

Was PAUL als Neocomflysch angesprochen hat, ist durchwegs Eocän mit Klippen. Untercretacisch ist nur der tiefste Teil der Wolfpassinger Schichten STUR's, der unmittelbar am Rand des Tullner Beckens mit vorwiegend südöstlichem Einfallen hinzieht. Es sind hauptsächlich bräunliche, plattige Sandsteine mit Aptychen und Fischresten. Daneben kommt ein heller, sandiger Kalk mit Foraminiferen vor. Nach oben stellen sich Hornsteinbänke ein und es erfolgt Übergang in glaukonitreiche, grünliche oder schwarze, glänzende Sandsteine. Mit ihnen sind in allen Niveaus eine Reihe anderer, charakteristischer Gesteine vergesellschaftet, besonders rote Mergel und Schiefertone. Wo sie regelmäßig zwischen Neocom und Oberkreide liegen, dürften diese bisher fossilere Gesteine höchstwahrscheinlich der oberen Unterkreide angehören.

Die obere Kreide dürfte im Flysch vollständig vorhanden sein, ohne daß es möglich wäre, die einzelnen Stufen lithologisch zu unterscheiden. Der Flyschcharakter der Gesteine ist in der Oberkreide am besten ausgeprägt. Man kann eine Seichtwasserfazies und eine solche aus tieferem Meer unterscheiden. Die Gesteinsbeschaffenheit der ersteren wird durch einige Detailprofile illustriert, die die bekannte Folge von gröberen und feineren Sandsteinen, Mergeln und Schiefen aufweisen. Fossilien sind in dieser Fazies nicht gar so selten. Viel weniger häufig finden sie sich in der zweiten, die aus feinkörnigen Sandsteinen und verschiedenen Kalkmergeln, jedoch ohne grobklastische Gesteine besteht. Glaukonitsandsteine und rote Mergel fehlen in der Oberkreide nicht, sind aber nicht besonders häufig. [Es läge nahe, in den beiden Oberkreidefazies des Verf.'s Äquivalente der Sandstein- und Zementmergelgruppe im Flysch der Bayrischen Alpen zu vermuten, in welchem Falle sie nicht gleichartig wären. Es ist jedoch sehr möglich, daß es sich dabei nur um eine irreleitende, oberflächliche Analogie handelt. Ref.]

Unter den Eocänbildungen des Wienerwaldes herrscht im NW der Greifensteiner Sandstein, im SO die „bunten Schiefer und Sandsteinschichten“ STUR's. Der Greifensteiner Sandstein ist durch die Art der Verwitterung meist leicht von der Oberkreide zu unterscheiden. Glaukonitsandstein und rote Mergel sind als echte Einlagerung in typischem Greifensteiner Sandstein direkt beobachtet. Ihre größte Verbreitung haben diese Gesteine jedoch in dem südöstlichen Eocängebiet. Der glasige Sandstein hat hier auch einen Nummuliten geliefert. In Verbindung damit treten relativ sehr fossilreiche Nummulitensandsteine, Konglomerate, Mergel und Kalke auf.

Zwischen den Absätzen der Kreide und des Eocän scheint eine Abtragungsperiode zu liegen, die mindestens das ganze Untereocän umfaßte.

Dem Eocän liegen nicht selten Klippen älterer Gesteine, hauptsächlich von Neocom, auf. Die Auflagerung konnte in der Nähe von Neuwaldegg mit ziemlicher Sicherheit beobachtet werden.

Die Flyschgesteine des Wienerwaldes sind ihrer Entstehung nach durchwegs neritische Bildungen in der Nähe eines kristallinen Grundgebirges. Dieses kann wohl nur die Böhmisches Masse gewesen sein. Für die Lage der Küste im N spricht vor allem die Verteilung der Fazies in der Kreide und noch mehr im Eocän, wo man von N nach S die Strandbildung der Waschbergkalke mit Riffkorallen und eckigen Brocken kristalliner Gesteine, die Zone der Greifensteiner Sandsteine und endlich die kalk- und glaukonitreichen Gesteine mit vielen Globigerinen, die schon aus dem tieferen Teil der neritischen Zone stammen, antrifft.

Die nun folgende Liste der Fossilfundpunkte umfaßt 80 Lokalitäten, von denen nur 5 bisher bekannt waren. In Anbetracht der Wichtigkeit und Seltenheit der Funde mögen die vom Verf. näher behandelten Fossilien hier aufgezählt werden:

A. Neocomflysch.

*Aptychus pusillus* PET.

„ cf. *Seranonis* COQU.

„ cf. *undatocostatus* PET.

Fischreste.

B. Neocomer Aptychenkalk.

*Belemnites (Pseudobelus) bipartitus* BLAINV.

C. Oberkreide.

*Nodosaria soluta* REUSS.

„ cf. *annulata* REUSS.

„ cf. *granitocalcareo* GUEMB.

„ *gracilis* D'ORB.

„ cf. *coccoptycha* GUEMB.

„ *Zippei* REUSS.

*Marginulina* cf. *glabra* D'ORB.

*Cristellaria rotulata* LAM.

*Orbulina universa* LAM.

*Calcarina calcitrapoides* LAM.

*Orbitoides media* D'ARCH.

„ *Hollandi* VRED.

„ *apiculata* SCHLUMB.

„ cf. *Gensacica* LEYM.

„ (*Lepidorbidooides*) *Paronai* A. SILV.

„ „ „ „ *socialis* LEYM.

„ „ „ „ var. *Bisambergen-*

*sis* n. var.

*Ostrea* cf. *minuta* ROEM.

*Leda Försteri* MÜLL.

Seeigelstacheln.

*Cidaris* cf. *vesiculosa* GOLDF.

Bryozoen.

D. Eocän.

A. *Nummulina Partschii* A. C. H.

B. *Nummulina* cf. *vasca* JOL. et. LEYM.

A. „ *distans* DESH.?

*Nodosaria irregularis* D'ORB.

*Cristellaria* cf. *cultrata* MONTF.

*Spiroplecta* cf. *carinata* D'ORB.

„ *agglutinans* D'ORB.?

*Globigerina cretacea* D'ORB.

„ *linnaeana* D'ORB.

*Anomalina grosserugosa* GUEMB.

„ cf. *Ammonoides* REUSS.

*Rotalina Soldanii* D'ORB.

Eine Tabelle orientiert über das Vorkommen dieser Tiere außerhalb des Wienerwaldes.

Die beigegebene Karte im Maßstab 1 : 200 000 gibt einen Überblick über die Verbreitung der Formationen, ohne daß der Verlauf der Grenzen überall ganz sicher wäre. Entlang des Tullner Beckens erstreckt sich die Wolfpassinger Zone aus Unter- und Oberkreide, in der zwei quer zum Streichen verlaufende Störungslinien nachgewiesen werden konnten. Südöstlich schließt sich daran ein zusammenhängender Zug von Greifensteiner Sandstein. Den innersten Teil des Wienerwaldes endlich nimmt die südliche Eocänfazies und Oberkreide ein. Da ein Übergang zwischen den beiden Eocänausbildungen nirgends nachweisbar ist, dürfte die Grenze wohl einer tektonischen Linie entsprechen.

Der Fortschritt, der durch JAEGER's kleine Arbeit in der geologischen Kenntnis des Wienerwaldes erreicht worden ist, ist ein ganz außerordentlicher. Zum erstenmal steht die Stratigraphie dieses Gebietes auf einem festen Boden. Es ist unsagbar zu bedauern, daß es dem Verf. nicht vergönnt war, seine Studien weiter fortzusetzen, um die vielen sich noch aufdrängenden Fragen einer Lösung zuzuführen. Eine gleich erfolgreiche Weiterführung seiner Untersuchungen von anderer Seite wird deshalb große Schwierigkeiten haben, weil seine glänzenden Ergebnisse vorwiegend auf der ungewöhnlichen Geschicklichkeit im Finden von Fossilien beruhen, die — wie jeder Aufnahmegeologe zugeben wird — im wesentlichen eine angeborene Fähigkeit, und zwar eine recht seltene, ist. J. v. Pia.

Rothpletz, A.: Der Kontakt zwischen dem Flysch und der Molasse im Allgäu. Ein Nachtrag zu Dr. A. RÖSCH's Arbeit von 1905. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1915/16. Neue Folge. 5/2. 145—154.)

Mylius, H.: Ueber Analogieerscheinungen im geologischen Bau ostalpiner Gebirgsstöcke, insbesondere beim Wendelstein und Wetterstein. Dem Andenken an EBERHARD FRAAS gewidmet. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1915/16. Neue Folge. 5/2. 113—124. 1 Taf. [V] u. 4 Abb.)

---

### Frankreich.

Arlt, Th.: Die Entwicklung der belgischen und nordfranzösischen Flüsse. (Aus der Natur. Zeitschr. f. d. naturwissenschaftl. u. erdkundl. Unterricht. 1915. 57—64. 2 Karten auf Tafel.)

Salomon, W.: Über einige im Kriege wichtige Wasserverhältnisse des Bodens und der Gesteine. (Für Geologen, Pioniere, Truppenoffiziere und Truppenärzte.) Verlag v. R. Oldenbourg, München u. Berlin 1916. 5—50. 3 Abbild.

---

### Italien.

Arlt, Th.: Die Entwicklungsgeschichte der apenninischen Halbinsel. (Sonderabdruck aus „Monatshefte“. 1915. 8. 11/12. 542—553. 1 Karte.)

---

### Deutsche Kolonien.

Cloos, Hans: Durchschmelzungen an südafrikanischen Graniten. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1913. 65. 8/10. 455—456.)

— Geologische Beobachtungen in Südafrika. III. Die vorcarbonischen Glazialbildungen des Kaplandes. (Geol. Rundsch. 1916. 6. 7/8. 337—351. 1 Taf.)

Hennig, Edw.: Die Glazialerscheinungen in Äquatorial- und Südafrika. (Geol. Rundsch. 1915. 6/3. 154—165. 1 Textfig.)

---

### Afrika.

Hennig, Edw.: Der Bau der afrikanisch-arabischen Wüste. (Die Naturwissenschaften. 1915. 3/35. 449—452.)

---

### Asien.

Leonhard, Richard †: Reisen im nördlichen Kleinasien. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin. 1916. 2. 1—15. Abbildung 10—13.)

Zimmermann, Cajetan: El-Bekaa. Die Hochtalebene zwischen Libanon und Antilibanon. Dissertation. München 1914. 1—63. 2 Karten.

---

## Stratigraphie.

### Allgemeines.

**E. Dubois:** Hollands Duin als natuurlijke Zeewering en de Tijd. (Hollands Dünen als natürlicher Meeresschutz und ihr Alter.) (K. Neederl. Aardrijk. Gen. 33. 1916.)

In drei Tabellen über die Veränderung der Küstenlinie Nordhollands aus den Jahren 1843 bis 1915 ist deutlich ersichtlich, daß zwischen Egmond an See und Scheveningen die Küste an Land gewinnt, während südlich und nördlich davon Abnahme zu verzeichnen ist (Abnahme von 1611—1800: bei Gravesande 630 m, bei Ter Heyde 567 m, bei Scheveningen 198 m).

Die Abnahme der Dünen war eine Folge der Verkleinerung der Flußmündungswannen, die durch die Elisabethflut vom Jahr 1421 vollendet wurde. Hierdurch wurde nämlich die Gezeitenströmung verändert, Erosion setzte ein, wo früher Ruhe und Absatz war. Analog war auch das Verhältnis im Norden von Holland. Die Verzögerung der Gezeitenströmung nördlich vom Marsdiep hat dagegen Anwachsen der Küste zur Folge.

Das Alter der Dünen ist, bei Annahme von 10 m Senkung pro Jahrhundert, etwa 4000 Jahre. Die ehemalige ruhige Bucht der Niederlande wurde plötzlich abgedämmt, und zwar infolge des Durchbruches der Landenge Dover—Calais. Der alte, im englischen Kanal und in der Nordsee angelagerte Sand wurde durch Strömungen von Süden mobil gemacht und zwischen den beiden festen Punkten dem Kreidefelsen von Calais und dem Diluvialkern von Texel als erste geschlossene Dünenkette abgesetzt. Gezeitenströme aus Norden hatten bereits die sogen. weißen Dünen bei Texel und Nordholland aufgebaut. Auf den weißen Dünen im Norden kommt Heideflora vor. Dieser weiße Sand ist petrographisch verschieden von dem „blonden“ im Süden und wohl auch anderer Herkunft, nämlich von Norden (Doggerbank).

Die Dünenbildung ging ohne Unterbrechung vor sich (die Torf- und Humusschichten in und unter den Dünen liegen in sehr verschiedenem Niveau und sind kein Beweis für einen Stillstand in der Dünenbildung).

Schließlich bringt Verf. auch die Chronologie der Dünen mit derjenigen der Hochmoore in Verbindung. WEBER's „Grenztorf“, welcher den älteren Schwarztorf vom jüngeren Grautorf trennt, soll sich nach WEBER zu Beginn unserer Zeitrechnung in einer trockenen Zwischenperiode gebildet haben. Viele Torfbrücken sind nach Verf. nicht römischen Alters, die meisten in dem Grenztorf seien älter als der Beginn unserer Zeitrechnung. Das zur Bildung des Grautorfes notwendige feuchte Klima wurde geliefert durch die Öffnung des Kanals, wodurch die Temperatur der südlichen Nordsee beträchtlich erhöht wurde. Diese Öffnung des Kanals muß das Klima Hollands, Norddeutschlands und Däne-

marks stark verändert, feuchter gemacht haben. Danach hat auch der Grautorf das gleiche Alter wie die holländischen Dünenketten.

E. Geinitz.

Cloos, Hans: Kreuzschichtung als Leitmittel in überfalteten Gebirgen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1914. September-Heft. 340—343.)

## Cambrische Formation.

Ch. D. Walcott: Cambrian Geology and Paleontology. II. No. 11. New Lower Cambrian Subfauna. (Smithsonian Miscellaneous Collections. 57. Washington 1913. 307—326. Taf. 50—54.)

Im kanadischen Hochgebirge von Alberta fand Verf. auf der Oberfläche des Mural-Gletschers einen Schieferblock, der eine eigenartige, dem Untercambrium angehörige, aber in der bekannten Gliederfolge nicht unterzubringende Fauna versprach. Es gelang ihm, an einer Klippe unweit der Robson-Spitze das Anstehende zu entdecken und trotz schwieriger äußerer Umstände wichtige Formen dieser Fauna zu bergen. Sie erweist sich dadurch als eine neue Unterfauna aus der oberen Abteilung des Untercambriums, die durch das Fehlen von *Olenellus canadensis* WALCOTT und *Protypus fieldensis* WALCOTT ebenso gekennzeichnet ist wie durch das Auftreten einer neuen Art des untercambrischen Charaktertrilobiten *Olenellus*, *O. truemani* n. sp. Nach dieser wird die neue Unterfauna als *Olenellus truemani*-Zone bezeichnet.

Aus der Subfauna werden beschrieben: *Mickwitzia muralensis* n. sp., *Lingulella chapa* n. sp., *L. hitka* n. sp., *Obolella nuda* n. sp., *O. cf. chromatia* BILLINGS und vor allem die Trilobiten aus der Mesonaciden-Familie *Wanneria occidens* n. sp., *Callavia eucharis* n. sp., *C. perfecta* n. sp., *Olenellus truemani* n. sp.

In diesem Zusammenhang wird aus dem Untercambrium Pennsylvaniens eingeschaltet: *Holmia ? macer* n. sp.

Sehr bemerkenswert sind die Fig. 4 und 5 Taf. 53 von *Callavia perfecta*. Sie zeigen, daß eine Trilobitenform, die sich durch ihr untercambrisches Alter und namentlich durch ihren gliederarmen Schwanz als recht ursprünglich erweist, ein Kopfschild aufsetzt, das von dem der späten und gerade durch besonderen Gliederreichtum des Schwanzes gekennzeichneten Gattung *Eudechenella* kaum zu unterscheiden ist.

Rud. Richter.

## Devonische Formation.

Spiesterbach, Jul.: Neue oder wenig bekannte Versteinerungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. (Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1915. Neue Folge. Heft. 80. 1—80. 23 Taf.)

## Tertiärformation.

**F. Toulà:** Tiefbohrungen bei Preßburg. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1915. 265—271.)

Die obersten Schichten bis 109 m Tegel und Sande gehören mit großer Wahrscheinlichkeit den Congerenschichten an; von 109 bis 201 m befindet man sich in der sarmatischen Stufe, welche brackische Foraminiferen und einige *Modiola*- und *Cardium*-Reste geboten hat. Der Fossilinhalt der durchsunkenen Schichten ist ein spärlicher; allem Anscheine nach liegt das Ganze direkt auf dem Granit, und die rein marinen Horizonte des Wiener Beckens fehlen gänzlich. Dies läßt auf eine strenge Scheidung des alpinen Wiener und des pannonischen Beckens an des letzteren Westgrenze, am Ostrande der kleinen Karpathen, schließen. Die trennende Barre soll erst nach Ablagerung des Sarmaticum, ja vielleicht erst nach der pontischen Stufe, durchrissen worden sein. **Oppenheim.**

**Karl Roth v. Telegd:** Eine oberoligocäne Fauna aus Ungarn. (Geologica hungarica. 1. Fasc. 1. Budapest 1914. 77 p. 6 Taf.)

Aus dem nördlichen Teile des „Ungarischen Mittelgebirges“, dem Borsoder Bükkgebirge, wird aus der unmittelbaren Nähe der Stadt Eger eine sehr wohl erhaltene und mannigfache Fauna beschrieben, welche, wie Verf. am Schluß ausspricht: „das ausgezeichnete Beispiel einer, einerseits das Oligocän und Miocän, andererseits die jünger tertiären Faunen des Nordens und Südens überbrückenden, gemengten ist.“ In ihr halten sich die norddeutschen und oberitalienischen Arten ungefähr das Gleichgewicht. An Formen werden neu beschrieben: *Murex paucispinatus* aus der Verwandtschaft des *M. spinicosta*, *Pleurotoma egerensis*, *Surcula tricarinata* aus der Verwandtschaft der *S. reticosta* BELL., *Volutilithes permulticostata*, von *V. multicostata* BELL. und Verwandten aus dem Oligocän durch den steileren Abfall der Umgänge und die weit dichtere Längsskulptur gut unterschieden, *Terebra simplex*, die mit norddeutschen Arten noch näher zu vergleichen wäre, *Cardium egerense*, welches in die Verwandtschaft des *C. aculeatum* L. resp. *C. paucicostatum* Sow. gehören soll, was Ref. nicht glaubt, *C. bükkianum*, eine große, dem *C. Hoernesianum* GRAT. nahestehende Form, *Leda anticeplicata*, die mit *L. gracilis* DESH. verglichen wird, *L. psammobiaeformis*, für welche ein neues Subgenus „*Costatoleda*“ geschaffen wird, *Pectunculus inflatoides*, der dem neogenen und rezenten *Pectunculus pilosus* sehr nahe steht.

Was die bereits bekannten Formen anlangt, so möchte Ref. darauf hinweisen, daß manche der von ROTH zu *Surcula regularis* DE KON. gezogenen Formen, wie auch Verf. selbst betont, stark an die miocäne *Clavatula Steinworthi* SEMP. erinnern und daß beide Typen wegen der weit nach vorn gerückten Lage ihres sehr breiten Sinus besser zu *Clava-*

*tula* als zu *Surcula* zu stellen sind. Hinsichtlich *Ampullina auriculata* GRAT. hat Ref. an anderer Stelle manche der vom Verf. hier aufgeworfenen Fragen bereits beantwortet<sup>1</sup>.

Das genaue Alter des in Frage stehenden Sediments ist auf stratigraphischem Wege kaum zu ermitteln, da der es bedeckende Rhyolittuff versteinungsleer ist und an anderer Stelle direkt von den unteren pannonischen Schichten bedeckt wird, sein Alter mithin in weiten Grenzen sich bewegen kann. Durch ihre Fauna sind die Schichten indessen scharf als der aquitanischen Stufe angehörig charakterisiert, und zwar scheinen sie infolge der zahlreichen neogenen Beimengungen schon ein ziemlich hohes Niveau in dieser darzustellen. Verf. bespricht am Schluß eingehend die Altersfrage dieser aquitanischen Stufe, ohne allerdings hier wesentlich neue Gesichtspunkte beizubringen. Er möge auch hier auf die bereits zitierte Arbeit des Ref. hingewiesen werden, welche der seinigen etwa um Jahresfrist vorausging, und deren Resultate dem Verf. bei der Niederschrift seiner Beobachtungen augenscheinlich noch nicht bekannt geworden waren.

Oppenheim.

**Poul Harder:** De oligocaene lag i Jaernbanegennemskaaeringen ved Aarhus Station. (Danmarks geologiske Undersøegelse. II. Raekke. No. 22. Kjoebenhavn 1913. 140 p. 9 Taf. „samt Résumé en français“.)

Die Arbeit behandelt die Stratigraphie und die faunistischen Verhältnisse der Tertiärablagerungen am Bahnhofe von Aarhus in Jütland, aus denen schon 1886 eine Reihe von Formen durch VON KOENEN bekannt gegeben worden waren. Man hatte früher hier nur die Anwesenheit von Mitteloligocän festgestellt. Im Jahre 1906 wurden aber Erweiterungsbauten des Bahnhofes vorgenommen und dabei die Tertiärschichten von neuem entblößt. Man fand, daß die Verhältnisse nicht ganz so einfach lägen, wie man früher annahm, daß insbesondere die Schichtenfolge verwickelter wäre und daß neben mittlerem auch oberes Oligocän vorhanden sei.

Im Osten des Aufschlusses fand sich auf 30 m Erstreckung in horizontaler Lage ein dunkler, sehr feiner, etwas toniger und glaukonitischer Sand, der nach seiner Fauna, in welcher *Leda Deshayesiana* und *Natica hantoniensis* hervorzuheben sind, dem mittleren Oligocän angehört. Es ist also eine sandige Ausbildung des mittleren Oligocän, wie sie etwa bei Söllingen oder in der Umgegend von Stetin vorliegt. An dieses sandige Mitteloligocän, dessen Fossilien meist schlecht erhalten, zerstückelt, häufig auch plattgedrückt sind, stoßen nach Westen anscheinend in einer Verwerfung ziemlich steil aufgerichtete, zuerst dunkle, später lichtere, häufig glaukonitische Tone mit schichtenförmig abgelagerten Eisencarbonaten. Diese Schichten, in welchen das Eisen häufig aufgelöst und über die ganze Masse als Rost verteilt ist, sollen dem Oberoligocän angehören. Sie enthalten,

<sup>1</sup> Vergl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXV. 1913. p. 616—618.

neben zahlreichen, typisch mitteloligocänen Fossilien, auch einige Arten, welche noch in das Miocän übergehen, wie p. 117 *Cassis megapolitana*, *Nassa Schlotheimi* und *Vaginella depressa*, neben für das Oberoligocän charakteristischen Typen, wie *Nucula compta* und *Surcula Volgeri*. Wir hätten also hier ein Oberoligocän in einer wenigstens in Norddeutschland im allgemeinen sehr seltenen, ganz tonigen Fazies, so daß die Ausbildungsweise der beiden oligocänen Horizonte hier geradezu vertauscht ist, wenigstens sobald wir unsere deutschen Verhältnisse berücksichtigen. In Jütland soll — nach den Angaben des Verf.'s — diese tonige Ausbildung in den unteren Komplexen des Oberoligocän die Regel sein. Noch weiter im W werden die Schichten horizontal und sind als schwarze, sehr feine Sande ausgebildet. Zwei Bohrungen beweisen, daß sie direkt auf den glaukonitischen Tonen des Oberoligocän aufruhem. Ihr Alter wird nicht durch Fossilfunde gestützt. Es bleibt daher fraglich, ob sie noch dem Oberoligocän oder schon dem unteren Miocän angehören; Verf. neigt — p. 111 — zu der ersteren Ansicht, da das untere Miocän in Jütland meist durch Lignite vertreten sei. [Es ist dies natürlich kein Beweis, und kann hier auf die nach den neueren Forschungen von GRIPP untermiocänen Braunkohlensande des unteren Elbgebietes hingewiesen werden. Ref.]

Im äußersten Westen findet sich schließlich noch auf eine Ausdehnung von 35 m eine Scholle von grauweißen Sanden von tertiärem Habitus. Diese Sande sind ziemlich fein und enthalten Glimmer in beträchtlicher Menge. Sie sind von dem Reste des Profils durch Glazialablagerungen getrennt, selbst von glazialen Materiale durchsetzt und ruhen auf diesem auf. Es liegt also hier zweifellos eine wurzellose Scholle vor, die ihre jetzige Lagerung glazialen Einflüssen verdankt. Auch der übrige Teil der Störungen im Profil wird vom Verf. wohl mit Recht auf den Druck des von O andrängenden Inlandeises zurückgeführt; so besonders die steile Aufrichtung des oberoligocänen Mittelflügels und die diesen gegen das Mitteloligocän nach O hin begrenzende Verwerfung. Es ist daher leicht möglich, daß das ganze Tertiärvorkommen von Aarhus eine gewaltige Scholle darstellt, welche vom Inlandeise vom O her herangeschleppt wurde, wie wir dies bei so vielen, der heutigen Oberfläche genäherten Tertiär- und Kreidevorkommnissen unseres nordischen Gebietes trotz ihrer großen Mächtigkeit erkannt haben. Es wäre daher wohl auch möglich, daß das wesentlichste nicht mehr im Zusammenhange stehende Vorkommen der glimmerreichen Sande nicht mehr dem Oligocän angehörte, sondern vielleicht höheren Horizonten des Miocän zuzuweisen wäre. Ref. kann aus dem dänisch geschriebenen Teile des Werkes nicht ermitteln, ob Verf. diese Möglichkeit in den Kreis seiner Erwägungen gezogen hat. In dem französisch geschriebenen Aperçu findet er darüber nichts angegeben.

Die früher in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts von ERSLEV gesammelten und anscheinend später von VON KOENEN studierten Fossilien stammen fast sämtlich aus dem mitteloligocänen feinen Sande im O des Profils, so daß die Bestimmung des Niveaus durch VON KOENEN als Mitteloligocän dadurch ihre Erklärung und Bestätigung findet.

Wir gelangen nunmehr zu dem paläontologischen Teile des Werkes, der naturgemäß für weitere Kreise, zumal Deutschland, der interessantere ist. Es wird hier auch von häufigeren Formen außerordentlich viel beschrieben und zumal abgebildet, und die Tafeln sind, obgleich es sich um Photographien handelt, äußerst wohl gelungen, so daß jeder, der sich mit dem norddeutschen Tertiär — zumal mit dem Oligocän — beschäftigt, dieses Werk fortdauernd und häufig zu Rate zu ziehen haben wird. Ref. kann es aus diesem Grunde bei der fundamentalen Wichtigkeit des Werkes für die Kenntnis des norddeutschen Tertiärs und seiner Faunen nur bedauern, daß neben dem dänischen Text nur eine Zusammenfassung in anderer Sprache vorliegt, und daß diese französisch geschrieben ist.

An neuen Arten werden — meist aus dem Oberoligocän — beschrieben: *Pecten Erselevi*, *Nucula donaciformis*, eine var. *parva* der *Limopsis aurita*, *Neaera Moerchi*, *Cirsotrema crispata*, *C. textilis*, diese aus dem Mitteloligocän, *Mitra Ravni*, eine neue var. *subsingularis* des *Fusus scabriculus* PHIL., die von der Stammart wohl zu trennen sein dürfte. Bei den Pleurotomen dürfte Verf., der die Grenzen der Art außerordentlich weit zieht, in seinem Vorgehen unter den kritischen Beurteilern keine allzu große Anhängerschaft finden. Es ist Ref. z. B. unmöglich, das alles als *Pleurotoma Selysi* DE KONINCK anzuerkennen, was unter diesem Namen auf Taf. VIII abgebildet wird. Verf. scheint nach dem Texte sogar ziemlich derselben Ansicht zu sein und für weitgehende Trennungen einzutreten, für welche ihm nur augenblicklich das Material fehlt. Es ist immerhin nötig, auf diesen Widerspruch zwischen Text und Abbildungen hinzuweisen, da gerade bei der Bedeutung des Werkes die Gefahr vorliegt, daß hier der Wille des Verf.'s und seine, wie er selbst schreibt, provisorische Gruppierung der Formen irrtümlich ausgelegt wird und Verwirrung stiftet, wie dies in dem Aufsätze von GRIPP über das ältere Miocän von Itzehoe bereits eingetreten zu sein scheint.

Oppenheim.

---

E. M. Nørregaard: Mellem-Miocäene Blokke fra Esbjerg. (Meddelelser fra Dansk geologisk Forening. 5. No. 1. 52 p. 3 Taf.)

Die Arbeit ist der Fauna miocäner Sandsteingeschiebe gewidmet, welche sich östlich von Esbjerg im Diluvium in größeren Mengen gefunden haben. Das Alter dieser Bildungen wird als mittelmiocän bestimmt, und diesem Zeitabschnitte soll auch unser Holsteiner Gestein mit Ausnahme der Stücke vom Brothener Ufer angehören. Als neu wird beschrieben eine im übrigen ziemlich verstümmelte und schwer zu deutende *Mangilia Ravni*, während sich sonst über zahlreiche Arten unserer leider in vielen Punkten noch nicht genügend bekannten Miocänfauna recht interessante Angaben finden. Leider ist der Text fast ausschließlich dänisch, so daß man bei Unkenntnis dieser Sprache fast ausschließlich auf die Abbildungen angewiesen ist. Dies macht sich besonders störend bemerkbar für die drei älteren, oligocänen, Elemente, welche in dieser Fauna noch vorhanden sein

sollen. *Cleodora deflexa* VON KOENEN, welche für den Autor gleichfalls dieser Kategorie zufällt, rechnet nicht mit, da sie bisher ausschließlich im Holsteiner Gestein auftritt. Von diesen drei Arten ist *Arca Speyeri* nicht abgebildet und nur dänisch beschrieben, die Bestimmung also für den Ref. nicht kontrollierbar. *Turritella Geinitzi* ist, wie schon GRIPP angibt und wie Ref. nur bestätigen kann, ganz allgemein im Mittelmiocän vorhanden; dagegen ist die Form, welche Verf. als *Cardium cingulatum* GOLDF. abbildet, mit Sicherheit nicht dieser oligocänen Type zuzuschreiben. Sie entspricht vielmehr einer anscheinend neuen Art, welche GOTTSCHKE in der Berliner Sammlung wie in seiner kurzen, zusammenfassenden Mitteilung über das Holsteiner Gestein als *Cardium* n. sp. aff. *decorticatum* S. WOOD bezeichnet hat. Auch die Bestimmungen des sonst typisch oligocänen *Schizaster acuminatus* GOLDF. und der *Spheniopsis scalaris* BRAUN sind nicht ohne Bedenken. Interessant ist der glatte *Pecten* mit zahlreichen, haarfeinen, inneren Rippen, welcher augenscheinlich neu ist und *Pecten (Pseudamussium) Nørregaardi* heißen mag. Eine Entscheidung über das Alter unseres Holsteiner Gesteines kann der Aufsatz wohl kaum bringen, obgleich er bei dieser mitberücksichtigt werden muß. Diese kann nur erzielt werden durch eine Neubearbeitung unserer Miocänfauna, für welche es an großen Materialien in unseren Sammlungen nicht fehlt.

Oppenheim.

---

Wenz, W.: Die Öpfinger Schichten der schwäbischen *Rugulosa*-Kalke und ihre Beziehungen zu anderen Tertiärablagerungen. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1916. Neue Folge. 5. Heft 2. 162—196. 5 Textfig. 1 Taf. [VIII].)

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie](#)

Jahr/Year: 1916

Band/Volume: [1916\\_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1036-1115](#)