Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 1. **1906.**

1. Protokoll der Januar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 3. Januar 1906.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der Dezember-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

Bärtling, R.: Der Ås am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Landesgrenze. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakademie. **26**. 1905.

Harbort, E.: Die Fauna der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde. Berlin 1905. Abhandl. der Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakademie. N. F. H. 45.

—: Über mitteldevonische Trilobitenarten im Iberger Kalk bei Grund im Harz. S.-A. a. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **55**. 1903.

Kayser, B.: Formulare in Genossenschafts- und Vereins-Registersachen. Friedenau 1906.

Louderback, G. D.: The mesozoic of southwestern Oregon. S.-A. a. The journal of geology. **13**. 1905.

Museum für Natur- und Heimatkunde zu Magdeburg. Abhandlungen und Berichte hrsg. v. A. Mertens. **1**. H. 1. 1905.

Schardt, H.: Über die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. S.-A. a. Verhandlungen d. Jahresvers. d. Schweiz. naturforsch. Ges. 1904.

Schütze, E.: Mitteilungen a. d. Kgl. Naturalien-Kabinet zu Stuttgart. No. 30. *Nerita costellata* Münst., eine Schnecke der schwäbischen Meeresmolasse. S.-A. a. Centralbl. f. Min. etc. 1905.

Herr C. Schmidt-Basel sprach über das Alter und die Tektonik der Bündner Schiefer von Prättigau bis zum Montblanc.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Philippi und C. Schmidt.

Herr **Finckh** machte eine Mitteilung über Cancrinit, den er als Einschluß im Anorthoklas und im Nephelin trachydoleritischer Gesteine des Kilimandscharo gefunden hat. Der Cancrinit, dessen

Kristallform als hexagonal-holoëdrisch gedeutet wird, tritt in den erwähnten Gesteinen in mikroskopisch kleinen, schlankprismatischen Kriställchen auf, welche zum Teil die bekannte Ausbildungsweise mit der Kombination ∞ P und P zeigen. In den Präparaten einiger Gesteinsproben erscheinen kleine, schiefwinklig parallelepipedische Kriställchen, welche in Bezug auf Höhe der Lichtbrechung und Doppelbrechung vollkommen mit jenen Cancrinitkriställchen übereinstimmen, sich von letzteren aber wesentlich dadurch unterscheiden, daß sie zwischen gekreuzten Nicols annähernd diagonal (unter etwa 47° gegen die lange Kante) auslöschen. Einige derselben sind so klein, daß sie im Schliff als Körper erscheinen. Diese winzigen Kriställchen zeigen die Formen von Rhomboëdern, die nach einer Rhomboëderkante gestreckt sind. Da in den betreffenden Präparaten alle Individuen diese abweichende Kristallform besitzen, so ist wohl nicht an eine zufällige Verzerrung durch abwechselnde Ausbildung nur der Pyramidenflächen zu denken. Das optische Verhalten der rhomboëdrischen Kriställchen ist so charakteristisch, daß auch sie auf Cancrinit bezogen werden müssen.

Demnach dürfte die Kristallform des Cancrinits nicht als hexagonal-holoëdrisch, sondern als trigonal aufzufassen sein.

Der Nachweis des Kohlensäuregehaltes kann bei der Kleinheit der Individuen leider nicht erbracht werden. Letztere und die ungeeignete Lage der Kriställchen verhindern auch die Messung der ebenen Winkel und die annähernde Berechnung eines Axensystems. Die Bestimmung dieses Minerals als Cancrinit mußte sich daher lediglich auf die optischen Verhältnisse stützen.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Tannhäuser und Finckh.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Beyschlag. Philippi. Denckmann.

Briefliche Mitteilungen.

1. Betrachtungen zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland und speziell in Pommern.

Von Herrn W. Deecke

Greifswald, den 3. Januar 1906.

Das diluviale Eiszeitproblem Norddeutschland bietet so unendlich viele interessante Fragen, daß man es immer wieder in anderem Zusammenhang und von anderer Seite beleuchten muß. Trotz der 30 und mehr verschiedenen, teilweise sehr geistreichen Theorien wissen wir eigentlich noch immer nichts Bestimmtes über die Ursachen des ungeheuren Anschwellens der skandinavischen und kanadischen Eismassen, deren Folge vielleicht erst die Vergletscherung der im gemäßigten Klima liegenden Mittel- und Hochgebirge war. Die größte Ausdehnung des Inlandeises ist so etwas Isoliertes und Eigenartiges, daß man zu ihrem Verständnis wohl nur durch die Betrachtung und Analyse der kleineren Vereisungen gelangen kann, und als einen solchen Ausgangspunkt sehe ich die letzte Phase, das sog. Baltische Eis an. Damals blieb das zum letzten Male vorstoßende Eis, wie der mächtige Endmoränenbogen beweist, längere Zeit konstant auf einer Linie stehen, welche durch Jütland, Schleswig-Holstein, Lübeck, das mittlere und das südliche Mecklenburg nach der Uckermark läuft, bei Eberswalde-Oderberg die untere Oder überschreitet und auf der Wasserscheide des hinterpommerschen Landrückens bis in die hügelige Landschaft der Kassubei verläuft.

Abgesehen von dem durch das Oderthal bezeichneten Lappen (Fürstenberg, Eberswalde, Arnswalde) schlingt sich die Endmoränenzone beinahe kreisartig um den südlichsten Zipfel Schwedens, um Schonen herum, derart, daß ein Kreis mit dem Mittelpunkte im Ringsjön-Gebiet, S. vom Småländer Hochland, mit etwa 300 km Radius diesen ganzen Endmoränenbogen faßt. Ich habe schon früher einmal gelegentlich auf die konzentrische Lage Schonens, der Oderbucht und der südlichen Ausbuchtung der baltischen Endmoräne hingewiesen und einen inneren Zusammenhang vermutet. Diesem Schonen'schen Eislappen entspricht ein zweiter in West- und Ostpreußen, vielleicht ein dritter in Liv- und Kurland. Der Zusammenstoß dieser mehr oder minder selbständigen Eiszungen erzeugte die Unregelmäßigkeit der Moränenwälle in dem

pommersch-westpreußischen Grenzgebiete zwischen Bütow, Lauenburg und Bromberg. Höchst auffallend ist dagegen das Fehlen eines solchen Eislobus um den Zipfel des südlichen Norwegens, wo man einen solchen gerade erwarten sollte; auch zeigen sich in Nordjütland keine oder höchstens untergeordnete Scharungsspuren der Moränen, die mit denen zwischen Bromberg und Karthaus vergleichbar wären. Die übrigen Eiszungen sind jedoch verkleinerte Analoga zu den gewaltigen Lappen, die im mittleren Rußland während des Maximums der Vergletscherung sich herausbildeten, oder zu den Eiszungen, die auf dem nordamerikanischen Kontinent in der ersten und zweiten Vereisung entstanden. In letzten beiden Ländern entfaltet sich das Inlandeis auf im großen und ganzen einseitig schwach geneigtem Boden und zerfällt daher randlich je nach dem Flusse und dem Nachschub in mehr oder weniger selbständige Teile. Zwischen Norddeutschland und Schweden liegt heute die Ostsee und bildet eine scheinbare Unterbrechung. Wir wissen jedoch durch die neueren Untersuchungen, daß ein Teil dieses Meeresbeckens und zwar gerade der für diese Frage wichtige südwestliche Abschnitt ganz junger, postglazialer Entstehung ist. Die südbaltischen Küsten haben ihre gegenwärtige Höhenlage erst in der Litorinazeit empfangen und scheinen um ca. 50 m gesunken. Unbeteiligt ist auch Schonen an solchen Verschiebungen nicht, also ist die Fortbewegung des Inlandeises älterer und jüngerer Vereisung in diesem Abschnitte mit geringeren Ausnahmen auf festem Lande erfolgt. Dagegen muß die gotländische Ostseerinne bereits angelegt gewesen sein. Die Verteilung der Geschiebe deutet auf einen seitlichen Zusammenfluß der Eisströme nach dieser Niederung hin, z. B. die Elfdalporphyre auf Gotland. Deshalb besaß, so lange ein Überquellen des allzumächtig werdenden Inlandeises noch nicht stattfand, oder als wieder seine Dicke verringert war, dieser Teil eine Art Selbständigkeit, die sich dann auch in dem jüngsten Endmoränenbogen Westpreußens ausdrückt. Wir bemerken ferner wie sich der Gletscher staffelförmig durch Hinterpommern zurückzieht und sich am längsten in der Ostseerinne hält, was nur durch die größere Mächtigkeit und den natürlichen Zusammenfluß erklärt werden kann.

Die Neigung der eben geschilderten schonenschen und pommerschen Landmasse ging gegen Süden, Südosten und Südwesten; denn die präglazialen allgemeiner verbreiteten Schichten, das Miocän mit seinen Kaolingranden und Braunkohlen, sowie seinen marinen Bildungen, den Glimmertonen, zeigen, daß die jungtertiären Ströme in Pommern gegen Süden und Südwesten, in Mecklenburg gegen Südwesten und Westen abflossen und

schließlich mündeten in einem von Jütland bis Lüneburg reichenden, von Westen her sich ausbreitenden Meeresteil. Zwar setzen unmittelbar vor dem letzten Vorstoße des Diluvialeises die hercynischen Brüche ein, die das Kreideplateau Rügens und Möens schollenförmig zerreißen und auf dem abgehobelten, mit Grundmoränen der Haupteiszeit überzogenen Boden Unebenheiten schaffen. Auch sehen wir das Meer in der Hauptinterglazialzeit schon bis Rügen (Hiddensö) vordringen. Aber dies sind ausnahmslos geringe Höhenunterschiede, die ein mächtigeres Eis zu überwinden vermochte. So konnte sich auch das jüngere Eis dort ausbreiten, vielleicht anfangs ziemlich weit bis in die Lüneburger Heide, die Magdeburger Gegend und die Mark — darauf zielen die neusten Untersuchungen der dort kartierenden Geologen ab —, bald aber zurückweichend und stillstehend auf dem oben bezeichneten Bogen.

Warum hat nun Südnorwegen nicht auch einen peripherischen Lobus? Man könnte die breite, flache, zwischen Jütland und England schräg gelegene Doggerbank als Stillstandslage auffassen. Das geht aber nicht, weil sie auf ihrer Oberfläche eine Menge Knochen diluvialer Tiere birgt und im Relief garnicht zu einem Moränenbogen paßt. Daß Südnorwegen einen solchen nicht besitzt, führe ich auf zwei Gründe zurück. Der erste liegt in der außerordentlich tiefen Rinne, welche diesen Teil der skandinavischen Masse umsäumt. Aus den Tälern Südnorwegens vorrückende Gletscherzungen vermochten, falls sie nicht sehr mächtig, d. h. mindestens 1000 m dick waren, diese Rinne nicht zu überschreiten. Es mußte durch den Auftrieb zum Kalben der Eisenden kommen, das umsomehr eingetreten sein dürfte, als ja durch den steilen Küstenabfall eine Querzerklüftung des Eises nach Art der Gletscherabschwünge von vorne herein gegeben war. Auf regelmäßig wiederkehrende Spalten im Eise deuten die großen, am Rande des norwegischen Festlandes beobachteten, gelegentlich reihenweise an der Steilküste gelegenen Gletschertöpfe hin. Wir sehen, wie das postglaziale Yoldia-Meer hoch an den heutigen Küsten seine Spuren hinterlassen hat. Norwegen war also unmittelbar nach der Eiszeit tief eingetaucht, sodaß ja dieses Meer über die mittelschwedische Seenreihe in das Ostseebecken einzugreifen und Småland vom Rumpfe abzutrennen vermochte; also die Rinne war etwas tiefer und breiter als heute.

Den zweiten Grund finde ich darin, daß die gekalbten Treibeismassen sich nicht zusammenschließen konnten, sondern in den Ozean hinausgetrieben wurden. Diesen Strom erzeugten das Schmelzwasser des baltischen Eises und die Flüsse des mittel-

deutschen Gebirges. Man denke nur, daß sich durch das Elbtal damals die gesamten Wasser des diluvialen Weichsel-Oder-Elbestromes in die Nordsee ergossen — und damals wahrscheinlich der Ärmelkanal nicht eröffnet war. Geht heute schon durch Bosporus und Sund je ein kräftiger Strom nach außen, so wird damals die Abflußneigung gegen den Ozean eine recht energische gewesen sein und zwar gerade auf der Oberfläche der salzigen See. Dazu gesellen sich Flut und Ebbe, welche um die Shetlandsinseln herum in die Nordsee eindrangen, in diesem fast geschlossenen Becken starke Ein- und Ausströmungsgeschwindigkeiten erreichten und damit das gelockerte Eis zum Schwimmen und Abtreiben brachten.

Voraussetzung bleibt also, daß die Gletscher so geschwunden waren, daß sie den norwegischen Graben nicht passierten. Das führt zur Frage: Wie mächtig war das Eis überhaupt? Es wird schwer halten, sich ein zutreffendes Bild davon zu machen, aber man soll nicht übertreiben! In einer jüngst erschienenen Schrift bemerkt E. Zimmermann[1]), daß im schlesischen Gebirge die Spuren der nordischen Gletscher bis zu 560 m (bei Fellhammer) durch Dr. Dathe beobachtet wurden, aber er meint, daß $^1/_2{}^0$ Neigung zur Bewegung nötig gewesen und daß bei Stettin der Gletscher daher 3300 m mächtig gewesen sei. Das geht wohl weit über das zulässige Maß hinaus. Nehmen wir an, daß nachträgliche Bodenbewegungen in den Sudeten nicht stattfanden, so braucht das Eis noch nicht 1000 m zu messen, um bis an das Gebirge zu gelangen. Es ist ja eine plastische Masse, die durch den Druck randlich ausweicht, so lange es geht und bis sich ihr innerer Druck ausgeglichen hat. Es breitet sich daher selbst auf ebenem Boden aus und kann nur nicht höher ansteigen, als es der Druck, der durch innere Reibung vermindert wird, bedingt. Deshalb sind aber nur wenige hundert Meter über 560 m erforderlich um den Gletscher bis in die Sudeten hineinzupressen. Somit ist das Mindestmaß durch obige Zahl angedeutet, die völlig genügen würde, um in der Tiefebene alles unter Eis zu setzen. Denn der Turmberg bei Danzig mißt etwas über 300 m und die Höhen von Rügen, Holstein, Bornholm reichen nicht an 200 m, ja selbst mit Berücksichtigung der Litorinasenkung lange nicht an 300 m heran. Mit 1000 m kommen wir sicher für die Hauptvereisung aus, wenn nicht auch das schon zu viel ist, mit 400—500 m für die letzte. Jedenfalls muß diese geringer gewesen sein; das folgt unmittelbar aus ihren Wirkungen, aber immerhin bedeutend genug, um 1) die Kreidehorste Rügens

[1]) Mitteil. aus dem Markscheiderwesen. N. F. H. 7. 1905. S. 22.

drumlinartig zu verschleppen und aufzupressen, 2) die Finkenwaldener bis 1 Million Kubikmeter großen Kreideschollen auf dem Schlitten des Septarientones vor sich her und in die Höhe zu schieben, 3) eine bis 10 m dicke Grundmoräne zu schaffen. Mit Recht hat A. Jentzsch aufmerksam gemacht auf die Stauchungen, die Dünen und Dämme in weichem Boden verursachen. Es bedarf gar nicht so sehr bedeutender Massen, um Torfe hoch aufzupressen, und wenn, wie ich meine, eine tektonisch aktive Periode damals einsetzte, so mußte ein verhältnismäßig schwaches Eis, von gebirgsbildender Kraft und von günstigen Bedingungen wie Gleitung der Hindernisse auf Ton oder Geschiebemergel unterstützt, bedeutende Wirkungen hinterlassen.

Die norwegische Rinne ist über 500 m tief und innerhalb dieser Tiefenlinie 50—100 km breit. Ein weniger mächtiges Eis konnte sie nicht überschreiten. Rechnen wir des Auftriebs wegen ein Siebentel zu und etwa 600 m Tiefe, so kommen wir für die Hauptvereisung, die über diese Furche hinwegging, auf ca. 700 m Minimum und für das letzte Inlandeis auf 500 m Maximum. Im Skagerakwinkel steigt heute die Rinne sogar auf 800 m; eine bevorzugte Tiefe wird diese Stelle stets gewesen sein, und so erklärt sich das Fehlen der Moränenscharung in Jütland ungezwungen. Lag Norwegen etwas tiefer, so verschieben sich die abgeleiteten Zahlen um höchstens 200 m.

Ein weiteres Erfordernis für die Hauptvereisung ist, wenn ein Gletscher eine solche breite und tiefe Furche überschreiten soll, ein außerordentlich schnelles Vorrücken. Die am Meeressteilrande entstehenden Spalten müssen sofort wieder geschlossen, die sich ablösenden Eisberge durch mächtigeres, nachdringendes Eis ersetzt werden. Der Gletscher schiebt sich immer tiefer bei wachsender Dicke in das Meer hinein und liegt schließlich dem Boden auf unter Verdrängung des Wassers. Wir sehen nun, daß sich die grönländischen Gletscher im Jahre gegen 6000 m bei etwa 100 m Dicke vorschieben können. Die Geschwindigkeit wächst in dem plastischen Eise mit der Zunahme des Druckes und mit dem Gefälle. Wir werden daher um Südnorwegen in Betreff des Vorrückens wegen des Gefälls Maxima, in den weiten flachen Ebenen Rußlands, wo außerdem das Schmelzen das Inlandeis bereits vermindert hatte, Minima zu erwarten haben. Der oberdiluviale schonensche Lappen wird ein Mittel darstellen, da er nur über eine relativ seichte Mulde hinwegging und hauptsächlich auf dem Lande blieb.

Wir sagten oben, daß der Endmoränenbogen von Småland etwa 300 km entfernt liegt. Bei 6 km Geschwindigkeit im Jahre

hätte es demnach nur 50 Jahre gedauert, bis er an seine Hauptstillstandslage gelangt wäre, über die er naturgemäß anfangs hinausgeschossen sein wird, bis sich schließlich der Gleichgewichtszustand aller Faktoren zu einem dauernden Beharren einstellte. Die Zahl von 6000 m mag zu hoch gegriffen sein, da ja in Grönland das Eis in die Tiefe gleitet und durch die fjordartigen Täler zusammengepreßt ist; denn auch in den Alpen fließt bei Talverengerung der Gletscher wesentlich rascher. Diese Steigerung durch seitliches Zusammendrücken hat vielleicht am Rande Norwegens das für das Überschreiten der Rinne erforderliche schnelle Vorrücken erzeugt. Aber selbst, wenn wir nur 3000 m für das Schonen-Ostseegebiet annehmen, so wäre ein in der Interglazialzeit bis Småland freies Gelände nach etwa 100 Jahren wieder bis nach Mecklenburg und Hinterpommern unter Eis begraben.

Diese Zahlen haben keinen absoluten Wert, wohl aber zeigen sie die Größenordnung, beweisen damit, daß keineswegs enorme Zeiten dazu gehörten, um von Schweden das Inlandeis zu uns zu bringen. Dadurch tritt aber das katastrophenartige Element der gesamten Erscheinung hervor, und dies ist wieder wegen der Wirkungen auf den Untergrund von Wichtigkeit, weil dieser mit seinen eigenen langsamen Bewegungen kaum Zeit gehabt haben dürfte sich der hereinbrechenden Eisflut anzupassen und daher einfach zusammengepreßt, geschoben oder glatt gehobelt wurde. Andererseits erfolgte in kurzer Zeit eine bedeutende einseitige Belastung, die natürlich latente Spannungen auszulösen imstande war.

Von Schonen bis zum Fuße des Mittelgebirges sind es 5—600 km. Mächtigeres Eis als das letzte ist notgedrungen rascher geflossen. Da in der Ebene das Gefäll gering war, ja sogar in das entgegengesetzte umschlug, so würden bei gleichem Durchschnittbetrage von 3 km pro Jahr nur zwei Jahrhunderte nötig gewesen sein, um den Fuß der skandinavischen Gletscher bis an die Sudeten und das Erzgebirge vorzuschieben. Rechnen wir selbst 300 oder 400 Jahre, so bleibt dies immer, geologisch gesprochen, eine sehr kurze Zeitspanne, sogar menschlich historisch, da sie von heute nur ins Reformationszeitalter zurückführen würde.

Verlängert wird die Zeit freilich dadurch, daß eine bedeutende Masse von Schneeanhäufungen dazu gehört, um so mächtige und daher schnell schreitende Eismassen zu schaffen. Ist aber die Bewegung einmal eingeleitet, so wird sie sich ziemlich rasch steigern und zwar umsomehr, als der vorrückende Gletscher durch die Abkühlung bedeutende Niederschläge in seinen

Randgebieten veranlaßt.

Das jüngste Inlandeis innerhalb des schonenschen Lappens nahm etwa 270.000 qkm ein; Schweden mißt 442.126, Norwegen 322.968, Finland 373.612, die Ostsee 357.900 qkm. Grönland wird auf 2 Millionen qkm geschätzt, d. h. die vereisten Gebiete von Skandinavien, Finland und Ostsee messen erst 1.5 Millionen qkm und wären nur zusammen mit den südlichen Lappen auf deutschem und russisch-baltischem Boden so groß wie Grönland, sodaß wir in dieser kontinentalen Insel nicht nur der Erscheinung, sondern auch der Größe nach ein Analogon der letzten nordeuropäischen Vereisung erblicken. Der schonensche Eislappen, zu dem außer Südschweden die südwestliche Ostsee und das feste Land innerhalb des Endmoränenbogens gerechnet sein mag, ist also noch nicht der sechste Teil des Ganzen. Etwas anderes ist das Verhältnis zu seinem Zuflußgebiet. Denn nach den Geschieben zu urteilen hat er sein Eis zum Teil aus der Ostsee zwischen Småland und Gotland und außerdem aus Schweden bis über die Ålandsinseln hinauf bezogen; das norwegische Gebirge und die aus Norrbotten nach SO über Finland streichenden Eisströme bildeten die Grenze seines Nährgebietes. Die preußische Eiszunge hat ihren Abfluß von dem Ålandsinseln und W-Finland bis Ehstland und südlich davon in der Tiefenrinne zwischen Gotland und Rußland gehabt. Für die schonensche Eismasse ergibt diese Betrachtung nördlich von Schonen ein Areal von ca. 320.000 qkm, für die kleinere preußische ein Sammelbecken von 100.000 bis 120.000 qkm. was mit den zu erwartenden Verhältnissen gut stimmt.

Ich habe diese Größenverhältnisse deswegen betont. weil daraus hervorgeht, daß die deutschen Teile des Inlandeises wirklich nur Ausläufer darstellen, die je nach der Mächtigkeit des hinterliegenden Inlandeises bedeutenden Schwankungen ausgesetzt sein mußten. Einheitliche Vereisung des skandinavischen Nordens schließt demgemäß Interglazialperioden bei uns keineswegs aus. aber umgekehrt sind diese als Erscheinungen des Randes nicht zu überschätzen.

Denkt man sich nun diese beiden riesigen Gletscherzungen des letzten Inlandeises durch Zufluß von Norden her stark vergrößert, so bleibt in der Hauptvereisung der schonenschen kein anderer Raum zur Ausdehnung übrig als der nordwestliche Teil der norddeutschen Ebene. J. Martin hat gezeigt, daß in Oldenburg vorwiegend Gesteine aus Schonen als Geschiebe auftreten oder solche die dem westlichen Teile der Ostsee entstammen; J. P. van Calker beschreibt aus Holland zahlreiche schonensche Basalte. In Hinterpommern bei Stolp, Rummelsburg

etc. herrschen unter den Sedimentgeschieben die Gesteine Gotlands und seiner Umgebung bei weitem vor, und dies läßt sich über die Neumark bis nach Berlin hin verfolgen; denn in der Mark sind obersilurische Kalke jeder Art ungleich häufiger als z. B. in Vorpommern. Der mächtigere, in der Ostseerinne vordringende Eisstrom hat nach und nach den westlichen schonen-småländischen Gletscher gegen SW und W abgedrängt. Es mußte naturgemäß die N-S oder NNO-SSW Richtung in eine O-W laufende übergehen und deshalb zeigen die Gletscherschrammen auf einzelnen Kuppen des Magdeburgischen und Hannöverschen zwei Systeme. Ich meine, ein und dasselbe Eis, nicht zweierlei Vereisungen mögen diese scheinbar verschiedenen, deutlich übereinandergelagerten Kritzengruppen hervorgerufen haben, wobei lokale Verhältnisse wie ein Ausweichen in die goldene Aue, das Unstruttal oder ähnliche Senken und tektonische Gräben zu berücksichtigen wären.

Ferner wird die Bewegung des Inlandeises von tektonischen Verschiebungen beeinflußt sein. Man findet in der skandinavischen Literatur zahlreiche Beobachtungen niedergelegt, die auf eine kleinere Eiszunge hinweisen in der Richtung der schonen'schen Gräben und des Sundes, also auf eine gegen NW gewendete Umbiegung des Ostseegletschers schließen lassen. Dieser sundische Eislappen war nur möglich nach starkem Schwinden des letzten Eises und nach Entstehen der nördlich von Möen und Rügen NW-SO laufenden Grabenbrüche. Es muß die später so weit sich ausdehnende Landsenkung in diesem Gebiete begonnen haben; das sehen wir schon an den Cyprinathonen von Hiddensö und der Ausbreitung der Yoldiaschichten bis in die Sundgebiete. In Mecklenburg und Pommern wird das Land anfangs höher gewesen sein, da dort erst nach der Ancylus-Periode das Meer übergreift. Wenn das auch nur 50 m Differenz sind, so bringt das für die verjüngte Gletscherzunge ein Abbiegen nach NW zu wege. Ich zweifle daher keineswegs daran, daß auf Bornholm die NNO-SSW laufenden Schrammen des Granitplateaus und die O-W bis SSO-NNW gerichteten des niedrigen südlichen Vorlandes einer einzigen Vereisung, wohl aber verschiedenen, durch die Dicke und daher zeitlich und räumlich etwas unterschiedenen Phasen angehören. Ein unter 60 m mächtiger Gletscher mußte um die Insel herumfließen und den Granitkern als Nunatak freilassen.

Brachen die Vereisungen katastrophenartig als unwiderstehliche Naturgewalt, der selbst der Boden nachgab, herein, so ging wahrscheinlich das Abschmelzen in den Interglazialzeiten und am Schlusse um so langsamer vor sich. Das Zurückweichen hat wohl länger gedauert als der Vorstoß. Der erste Grund für diese

These ist die starke Zusammendrückung der tieferen Gletscherlagen, die durch Druck und Schub dichter, d. h. wasser- und luftärmer waren und deshalb langsamer der Auflösung zum Opfer fielen. Der zweite ist die mit der Tiefe zunehmende Vermengung mit Grundmoräne. Wir beobachten an dem „Todten Eis“ der Insel Disko, daß dieses viele Jahrzehnte ohne Zufluß oder Ergänzung durch den Schutt und dort freilich durch das Klima geschützt bleibt. Dichter Schutt läßt die Mittel-Moränenwälle über das der Ablation und Sonnenstrahlung ausgesetzte Gletscherplanum meterhoch herauswachsen. Beim Schmelzen des Inlandeises bildeten nun Innen- und Obermoräne nach und nach eine kompakte Decke auf dem Rest. Die erste Auflösung wird ziemlich schnell eingegriffen, dann aber durch diesen Beschüttungsvorgang sich selbst gemäßigt und erheblich verlangsamt haben. An „Todtem Eis“ wird es auf den von den Schmelzbächen umflossenen Hochflächen, auf den Moränenkämmen etc. nicht gefehlt haben, und es wäre nicht ausgeschlossen, daß solche Partien sogar eine Interglazialzeit überdauerten. Dann legt sich Geschiebemergel auf Geschiebemergel und erzeugt eine ungewöhnliche Dicke dieses Gesteins unter Zurücktreten, resp. Schwinden der sonst vorkommenden, trennenden Sandlagen.

Wie weit nach Norden jeweilig das Eis zurückwich, ist mit Sicherheit bisher nicht festzustellen gewesen. Aber Rügen ist nach der Hauptvereisung frei geworden, da wir dort zwischen dem jüngsten und dem mächtigen älteren Mergel eine gewaltige Sandmasse beobachten. 20—30 m fluvioglazialer Sande treten am Göhrener Hövst, auf Hiddensö, am Streckelberge auf Usedom, am Swinhäft unweit Misdroy auf Wollin überall an den Steilufern klar hervor. Ähnliche ausgewaschene Sandschichten zeigen viele tiefere Bohrungen in Vorpommern. Dagegen kenne ich sie nicht in dem Umfange von Bornholm. Da aber der jüngste Geschiebemergel der Insel sich deutlich von dem älteren abhebt, mögen die Sande in der folgenden Eiszeit meistens vernichtet sein. Dieselben Differenzen im Aussehen und in der Gesteinsführung treten in den Mergeln Schonens auf, sodaß wir zu dem Schlusse gelangen: das Haupteis ist bis nördlich der heutigen Ostsee zurückgegangen. Einen Teil der in den losen hellen Sanden Rügens fehlenden tonigen Massen des ausgewaschenen Diluvialmergels finden wir in den Cyprinentonen wieder, weiter südlich spielen die Tonlager der Mark eine ähnliche Rolle. Ich werde später auf diese fluvioglazialen Sedimente zurückgreifen. Zunächst sei auf einen wichtigen Unterschied hingewiesen zwischen dem vorpommersch-rügischen und dem märkisch-sächsischen Interglazial; es sind nämlich bei uns und in Mecklenburg irgendwie erhebliche

Tier- und Pflanzenreste, geschweige Spuren von Menschen bisher nicht beobachtet worden. Nur eine einzige Bohrung bei Lehmhagen hat in Vorpommern zwischen Geschiebemergeln Torf nachgewiesen. Mammutzähne gehören zu den Seltenheiten; aus ganz Pommern sind noch nicht 20 Stück bekannt. Ich möchte dies pommersche Interglazial den öden, von reißenden Bächen durchströmten Sandrflächen des südlichen Island vergleichen. Auch dort ist vor dem Südrande des 8000 qkm großen Inlandeises Vatna Jökul eine unbewohnbare, bald trockene, bald weithin überschwemmte gegen 20 km breite Sandzone vorhanden, über welche die Schmelzwasser die Tontrübe bis weit in das Meer hinausschwemmen, während der Sand sich absezt. Keilhack hat seiner Zeit die jüngeren Sandgebiete südlich der baltischen Moräne mit diesen Bildungen Islands parallelisiert; warum soll nicht Gleiches für die älteren ähnlichen Schichten und Absätze des Hauptinterglazial gelten? Je näher das Eis beim Rückzuge seinem Ursprungsgebiete Schweden kam, um so langsamer geschah dieses, um so breiter und mächtiger wurden die Sandr, die sich wegen der wechselnden Lage der Wasseradern nur ganz allmählich mit Vegetation bedeckten, wenn nicht überhaupt öde blieben. Daher sind Torfe im pommerschen Interglazial so selten, daher machen alle Mammutreste nicht den Eindruck einer Standfauna, sondern den von wandernden Herden, deshalb sind Pferd, Elch, Riesenhirsch, Rhinozeros etc. so gut wie unbekannt in unserem Gebiet. Anders steht es im Weichsellande, wo die Kiesgruben bei Schönwarling stetig eine Zahl von Diluvialknochen lieferten und noch heute ergeben. Diese Gruben entsprechen in verkleinertem Maße etwa den Rixdorfer Vorkommen. Die Hauptmasse der Tiere scheint um den heutigen baltischen Höhenrücken herumgeweidet und sich an die Haupttäler gehalten zu haben.

Mindestens ebensoviel Zeit wie auf die Vereisung selbst, wenn nicht die doppelte oder dreifache Spanne entfällt also auf die Interglazialperioden. Trotzdem hat zu einer Bevölkerung durch Tiere und Pflanzen in dichtem Bestande oder in großer Kopfzahl die Unterbrechung bei uns nicht gereicht. Daher darf man diese ja nicht allzu hoch greifen. Daß der Mensch bis jetzt fehlt, hat nicht viel zu sagen, weil er, wie schon F. Wahnschaffe betonte, zweifellos langsamer wandert, als die Tiere, und sich in die neu zugänglichen Gegenden sicher erst dann begab, wenn der Wildstand wirklich lohnte. Mit den primitiven Steinwerkzeugen sind einzelne Tiere garnicht zu erlegen und Fallgruben nutzen nur bei Rudeln mit regelmäßigem Wechsel. So hören die menschlichen Spuren bei Eberswalde vorläufig auf;

aber in der Danziger Gegend wäre ihnen spezielle Aufmerksamkeit zu widmen. Zu bedenken ist, daß gerade unsere Küstengegend sehr abgelegen war. Die jagenden Nomaden kamen den Tieren folgend entweder aus Frankreich oder aus dem südlichen Rußland, resp. Ungarn, da der Alpenwall eine unersteigliche Schranke darstellte. An anderer Stelle habe ich erörtert, wie die dicke Lage feinen Sandes diesem Urmenschen bei uns das notwendigste Rohmaterial für seine Werkzeuge, den Feuerstein, entzog oder zum mindesten wenig zugänglich machte. Günstiger war es in der Mark, Sachsen, Thüringen und sogar in NW-Deutschland, wohin die Hauptvereisung das abgetragene nordische Feuersteinmaterial verschleppt und wo die Schmelzbäche dieses in großen Kieslagern und Rollsteinfeldern angehäuft hatten. Ganz ähnlich stellt sich die Besiedelung Pommerns in der Postglazialzeit dar. Wir haben bisher nur bei Endingen unweit Franzburg Spuren des Menschen und zwar in der Form bearbeiteter Riesenhirschknochen, die unter $1^1/_2$ m dickem Sande in einem Torfmoore entdeckt sind. Ich rechne diese Funde in die Ancyluszeit und halte sie für gleichaltrig mit den seeländischen Vorkommen im Maglemose. Eigentlich paläolithische Kultur kennen wir aus Pommern nicht. Es macht ganz und gar den Eindruck, als wenn die Einwanderung der neolithischen Menschen von Westen, von Dänemark her geschehen sei und im wesentlichen den Küsten folgte, während das sumpfige Urwaldgebiet des inneren Landes auf lange Zeiten hin dürftig besiedelt blieb. Die dänische und rügensche prähistorische Kultur gehören zusammen, und an sie schließt sich eventuell noch Usedom an.

Die eben erwähnten Kiesmassen in der Mark führen uns auf die Ablagerungen der Hauptinterglazialzeit zurück. Ebenso wie Sandr müßten eigentlich Moränen, Åsar, Kames etc. aus jener Zeit nachweisbar sein und sind ja in den weiter südlich gelegenen Teilen Norddeutschlands, in Posen, Schlesien, Lausitz, Brandenburg konstatiert. Aber sie haben in Mecklenburg, Pommern, Preußen nicht minder existiert. Daß durch den letzten Einbruch des Eises alles fortgeräumt wurde, wäre denkbar, und zwar so, daß der Gletscher nach Art der alpinen Eismassen die älteren Schuttwälle vor sich herschob, dabei entweder ausbreitete oder schließlich zu mächtigem Endmoränenwalle vereinigte. Das würde eine Erklärung für den oben geschilderten großen, über die baltische Seenplatte laufenden Schuttwall geben, der eigentlich ungewöhnlich mächtig ist, obgleich das ihn erzeugende Eis bereits weniger bedeutend war. Die älteren Moränen sind als fortgeräumte Hindernisse also vielleicht nicht mehr vorhanden; über die ebenen Sand-Rollstein- und Tonfelder

wird das Eis jedoch ohne bedeutende Veränderung fortgeschritten sein. Will man die älteren Glazialbildungen in sich zeitlich gruppieren, so wäre der geographischen Verteilung von Sand, Kies und Ton mehr Aufmerksamkeit zu schenken, als es bisher geschah. Die Tone bezeichnen immer die Niederungen, die Sande die sanfte Abdachung zu diesen, die Kiese die stärkere Neigung oder die Nähe der verschwundenen Kames und der Moränenlandschaft. So ist bei uns wenigstens die Verteilung nach der letzten Vereisung bestimmend für die Konfiguration und eng gebunden an das Relief, mag dieses auch nur geringe Unterschiede aufweisen.

Überraschend war für mich das eine Ergebnis der ca. 200 analysierten Bohrungen in Vorpommern, von denen manche ein System sorgfältiger Untersuchung eines Geländes darstellen, daß sich nämlich das Relief der Oberfläche in der Verteilung der älteren glazialen und interglazialen Schichten wiederspiegelt. Flachen Tälern oder Bachrinnen entsprechen unter 10—15 m dickem oberstem Geschiebemergel mächtige Sande oder Kieslagen. Höhen mit Geschiebemergel besitzen im allgemeinen diesen aus älterer Zeit im Untergrunde. Das ist zunächst praktisch von Wichtigkeit, sobald es gilt Wasser zu erschließen, ferner geologisch-genetisch, weil es zeigt, daß die letzte Vereisung keineswegs alles so völlig eingeebnet und das Vorhandene zerstört hat. Es ist das ursprüngliche, altdiluviale Relief zwar gemindert, erniedrigt und ausgeglichen, aber nicht verschwunden; es schaut vielmehr undeutlich durch die jüngere Decke hindurch. Ganz verwunderlich ist dies nicht; denn die vor dem heranrückenden Gletscher vorlaufenden Schmelzwasserbäche furchten ja die bestehenden Rinnen erst wieder aus, ehe das Inlandeis sie mit seiner Grundmoräne überzog. Ausnahmen kommen natürlich vor. Diese Erfahrung läßt mich jedoch vermuten, daß auch Åsar, Kames und Endmoränen der älteren Vereisung im Boden eingeschaltet existieren. So trafen die Bohrungen bei Helmshagen in 30—50 m Tiefe auf kaum bezwingbare, streifenförmig angeordnete Blockkiese von erheblicher Dicke, weit unter dem oberen Diluvium. Auch in der allerletzten Phase sind die Höhen Helmshagen-Zastrow eine geringe Stillstandslage und die gleich groß gewordenen Massen des rückgehenden Haupt- und letzten Eises werden ähnliche Abschmelzphasen in Ruhepunkten und gesteigerter Rückzugsgeschwindigkeit besessen haben. Ich habe mir schon lange die Frage vorgelegt, ob die sandig-grandigen, von oberem Geschiebemergel seitlich bedeckten sog. Durchragungszüge, wenn sie wirklich dem unteren Diluvium angehören, nicht einfach dessen Åsar sind, die beim Schwinden in

der Hauptinterglazialzeit von den Gletschertonen übrig blieben. Das letzte Eis hat sie in sich aufgenommen. Sie lagen in der Flußrichtung und waren daher der Abtragung eigentlich nur an ihrer, auch stets verflachten Nordspitze ausgesetzt. Im Übrigen erfuhren sie wohl nur eine seitliche Pressung, welche zwanglos die beobachteten Stauungserscheinungen erklärt. Überhaupt ist das letzte Wort über diese „Durchragungen“ nicht gesprochen. Hinzuweisen ist ferner auf die Verbreitung mächtiger interglazialer Kiese in der Nähe oder im Verlaufe der breiten, den Landrücken durchquerenden Flußtäler, z. B. in der Zone des Neubrandenburger Kieslagers am Tollense-See und -Tal, ferner bei Garz a. Oder, am Randowtal etc. Das deutet auf einen inneren Zusammenhang, den ich durch die gesamte Bodenkonfiguration vor der letzten Vereisung gegeben erachte.

Um diese zu schildern, haben wir uns das Bild des Landes am Ende der Tertiärzeit vorzuführen. Im Süden von Skandinavien breitete sich durch Westpreußen, Pommern, die Mark, Uckermark, den östlichen Teil von Mecklenburg und einzelne Teile Holsteins ein flaches Sumpfland aus, durchschnitten von zahlreichen aus dem Norden kommenden Flüssen. Diese mündeten in das etwa durch das untere Elbtal und die dänischen Inseln bezeichnete Miocänmeer, schufen aber sowohl die mächtigen Kaolinkiese, als auch die Braunkohlen und Braunkohlentone. Die allgemeine Abdachung des damals höher liegenden Landes ging nach Süden und Südwesten, resp. nach Westen (Sylt). Derart wird auch das allgemeine Relief im älteren Diluvium gewesen sein, vielleicht in Folge der glazialen Abhobelung und Auftragung höchstens etwas einförmiger gestaltet. Wichtig ist die Beobachtung von E Geinitz, daß in dem Striche der mecklenburgischen Seenzone das Diluvium unerwartete Mächtigkeiten besitzt, sowie vor allem der Nachweis interglazialer Torfe im südlichen Mecklenburg. Ohne diese Ausfüllung hätten wir dort also eine Rinne, das große Sammeltal der miocänen, resp. pliocänen norddeutschen Flüsse, den Vorläufer des heutigen Unterelbtals oder des glazialen Urstroms.

Auf diese alte, wahrscheinlich nach Osten weiter verfolgbare Furche sind die folgenden Tallinien zugewandt. Zuerst im Westen die N—S gerichtete Rinne des Schweriner Sees, dann das Warnowtal, drittens das obere Recknitztal und die Seenlinie des Cummerower und Malchiner Sees mit dem oberen Peenelaufe, viertens der Au-Graben, das Datzetal und die Tollense mit dem zugehörigen See, fünftens die Ücker und die beiden Ückerseen bei Prenzlau, das Randow- und untere Odertal in Vorpommern und der Maduesee in Hinterpommern

nebst Ihna und vielleicht auch die Zuflüsse der Netze. Alle diese mit Ausnahme der letztgenannten jetzt gegen Norden mit geringem Gefälle sich entwässernden Furchen endigen im Süden blind. Nur die Oder hat einen Durchbruch erfahren.

Eigenartig ist der Wechsel in der Richtung: im Westen haben wir erst N—S-Erstreckung, dann folgt an der pommerschmecklenburgischen Grenze eine NO—SW-Orientierung; mit den Ückerseen setzt nochmals die erste Linie ein, um jenseits der Oder der NO—NW gerichteten Platz zu machen. In Vorpommern werden die Talfurchen von Recknitz, Peene, Tollense, Augraben und Datze quer durch das NW—SO orientierte, dem Strelasunde parallele Landgraben—Trebel—Unter Recknitztal abgeschnitten. Aber ursprünglich ging wohl ihre Richtung über Vorpommern bis nach Rügen hinauf weiter. Beweis dafür ist die große, schon von Hagenow 1850 konstatierte Sandzone, welche von Bergen auf Rügen nach dem Strelasund südlich von Stralsund und in Vorpommern über die Richtenberg-Franzburger Gegend bis nach Mecklenburg zu verfolgen ist. Westlich vom Trebeltal ordnet sich entsprechend und parallel dem oberen Recknitz und oberen Peene der Åszug von Gnoien ein, den schon vor Jahren E. Geinitz kartographisch festlegte. Die Åsar brauchen im einzelnen nicht an das Gefälle im Gelände gebunden zu sein, da sie ja durch fließendes Wasser unter Überdruck in oder unter dem Eise entstanden, aber ihre Gesamtrichtung ist schließlich doch durch Neigung des Bodens bedingt. Deshalb lege ich Wert auf die Rügisch—Franzburger Sandzone, auf die Åsar bei Gnoien und Baggendorf, im Augraben einerseits, auf die N—S gerichteten Kiesrücken der Gegend von Löcknitz—Brüssow und Colbitzow andererseits, sowie drittens auf die von Keilhack beschriebenen gegen SO gewendeten etwa dem Ihnatale parallelen Sandwälle von Trampke—Jakobshagen. Ja man darf vielleicht sogar die ganze Bogenform der Endmoräne und die Zungen- oder Lappenbildung im Odertal bis Oderberg—Eberswalde als Beweis für eine ehemals vorhandene radiale Neigung gegen Süden ansehen.

Dies ursprüngliche Relief ist nun durch zwei Faktoren gründlich verändert, nämlich erstens durch die glaziale Aufschüttung, zweitens durch die postglaziale Senkung in der südwestlichen Ostsee. Die Aufschüttung wird in zwei Phasen geschehen sein, deren erste im Wesentlichen die tiefe tertiäre Furche des südlichen Mecklenburgs erfüllte und in die Zeit der älteren Schmelz- und Rückzugsphase fällt. Aber die Rinne verschwand nicht ganz; denn die Schmelzwasser sind in der Hauptinterglazialzeit auf sie zugerichtet. Ich halte daher die tief ausgefurchten, von Mecklenburg bis in die Neumark radial gegen Süden laufenden Flußbetten

und langgestreckten Seenreihen für die großen Schmelzwasserflüsse jener Zeit. Das Wasser verlief sich aber in der verflachten Sammelrinne nur langsam; weshalb Kies und Sand gegen die Südenden der Täler zunehmen, z. B. bei Neubrandenburg 70 m in feinem Schwemmsande gebohrt.

Die zweite Periode wird durch die Bildung des jungglazialen Endmoränenwalles bezeichnet. Durch längeres Verweilen des Inlandeisrandes auf der angegebenen bogenförmigen Linie trat an die Stelle der Hohlform eine Erhebung und diese war so bedeutend, daß die Schmelzwasser des oberdiluvialen Gletscherschwundes denselben nicht mehr durchbrachen. Daher endigen mit geringer Ausnahme diese Täler jetzt alle im Süden blind. Ihren Abfluß verdanken sie erst der postglazialen Senkung, die im nördlichen Hinterlande am Ende der Ancyluspériode die Tiefen schuf und diese Flußtalseen gegen die dänischen Wasserstraßen entleerte. In der Ancyluszeit werden voraussichtlich die meisten langgestreckte stehende Gewässer dargestellt haben, die von den Rändern her langsam vertorften. In fast allen wurden in den Torfmooren Renntierknochen aufgefunden, ein Beweis, daß die Tal- und Sumpfbildung bereits bestand, als kühles Klima in unseren Gegenden das Ren noch gedeihen ließ.

Daß die Täler bereits vor der letzten Vereisung als Hohlformen bestanden, ergibt sich daraus, daß der obere Mergel von den seitlichen Hochflächen oft über die Abhänge auf den Boden der Rinnen und ihrer Seen hinabsteigt und auf den Worthen und Untiefen der Mitte wieder zu Tage tritt, was Wahnschaffe bereits vor Langem mit Recht betonte. Immerhin müssen einzelne dieser alten Täler auf ihren Ursprung hin genauer untersucht werden, wozu Randow — und unteres Odertal vielleicht am besten eignen, weil wir dort tiefe Aufschlüsse an den Hängen haben und dort am ersten an der Beschaffenheit der altdiluvialen Sande, Kiese und Tone die Richtung der Wasserbewegung konstatieren können. Mit Ausnahme des Odertales endigen diese Täler alle blind, und die einstigen der Mündung genäherten Abschnitte sind in Seen umgewandelt. Keiner dieser letzten besitzt eine Höhenlage, die dieser Annahme widerspräche, der Uckersee liegt auf 18 m, der Tollensesee auf etwa 13 m, der Cummerower und Malchiner See auf noch nicht 1 m über dem Meere. Hat im Norden das Land höher gelegen, so ist bis an das Südende dieser Flußtalseen das Gefälle vorhanden. Ja, es ist sogar eine direkte Folge eines nördlich vorliegenden erhöhten Areals der Wasserabfluß nach Süden; denn bei 50 m höherer Lage bliebe nur die nördlich von Bornholm vorhandene Tiefenrinne als Meeresarm oder Fluß bestehen. Die Senkung wird

bereits im oberen Diluvium begonnen haben, vielleicht sogar schon im letzten Interglazial, wodurch die Rügenschen Schollen verständlich werden. Diese Täler waren dadurch vielleicht schon z. T. vor der letzten Vereisung fast abgestorben, aber sobald das Eis vorrückte und die Ostseemulde wieder erfüllte, fand eine Wiederbelebung der alten Betten durch die sonst eingesperrten Schmelzwasser statt. Die tektonischen Bewegungen gingen unterdessen fort und schufen das Landgraben-Trebel-Unterrecknitztal. das in der letzten Phase die gesamten pommerschen Schmelzwasser in sich aufnahm, die alten Täler quer abschneidet und deren Wasser sich tributär machte.

Wollen wir uns das alte Flußsystem rekonstruieren, so müssen wir von diesem pommersch-mecklenburgischen Grenztale absehen. Dann kommen wir vielleicht zur Erklärung der Unterpeene, die aus dem sonst hydrographisch einheitlichen Bilde herausfällt und doch ein so tief eingerissener Fluß ist, daß nur bedeutende Wasser sie erzeugt haben können. Von dieser glaube ich ebenso wie von der Randow, daß es ursprünglich unbedeutende Nebenflüsse von Ober-Peene und Unteroder waren und dann von den Glazialströmen der verschiedensten Zeiten verbreitert worden sind. An die obere Recknitz schließt sich in Vorpommern die über die Trebel bis nach Bergen auf Rügen reichende mächtige Sandzone an. Ob etwa das an der Verlängerung der Oberpeene sich ausdehnende Schwingetal eine ähnliche Bedeutung gehabt hat, müssen wir z. Z. dahin gestellt sein lassen, weil der Zusammenhang weiter gegen Norden nicht deutlich zu erkennen ist. Moränenaufschüttung und Senkung mit Eingreifen des Meeres haben die Spuren verwischt.

Ich schließe diesen Aufsatz, der im Wesentlichen, wie sein Titel sagt, Betrachtungen enthält, welche alle mehr oder minder an die letzte Phase der Vereisung in unserem Lande anknüpfen. Die Zustände und Verhältnisse während des Oberdiluviums vermögen wir klar zu übersehen, die des Unterdiluviums müssen wir vielfach nach Analogien erschließen. Zu zeigen, wie dies möglich ist, welche Fingerzeige uns gegeben sind und wie wir diese für die Erkenntnis des pommerschen Bodens und seiner Geschichte verwerten können, war der Zweck dieser Mitteilung.

Als Resultate ergaben sich wesentlich geringere Mächtigkeiten des Inlandeises, ein katastrophenartiger Charakter seines Vordringens, ein langsames Zurückweichen. In beiden Fällen paßte es sich dem präglazialen Gelände an, von dem die radial gegen Süden gehenden weiten Talfurchen die letzten oberflächlich sofort erkennbaren Reste sind. Sie blieben dadurch erhalten, daß die verschiedenaltrigen Schmelzwasser diese alten Rinnen

benutzten und erweiterten. Mächtige Moränenaufschüttung im baltischen Landrücken und die postglaziale Senkung haben das Relief völlig umgestaltet und das Gefäll in sein Gegenteil verkehrt. Diese Umkehrung hat schon vor beinahe zwei Jahrzehnten Penck behauptet. Durch die Konstatierung der Litorinasenkung an den pommerschen Küsten wurde aber erst neuerdings die erforderliche Basis für diese Hypothese geliefert.

---

2. Einige Bemerkungen über die Fauna des Lüneburger Miocäns.

Von Herrn A. Wollemann.

Hierzu eine Textfig.

Braunschweig, den 3. Januar 1906.

Die Fauna des Lüneburger Miocäns ist schon sehr früh bekannt geworden; denn, wie Stümcke [1]) in seinem interessanten geologischen Führer bemerkt, werden einzelne tertiäre Versteinerungen aus Lüneburg schon von Agricola, Reiskius und Leibniz erwähnt und abgebildet. Die betreffenden Jahreszahlen sind hier von Stümcke nicht ganz richtig angegeben; Agricola, d. h. der bekannte Georg Agricola, um welchen es sich hier nur handeln kann, ist bereits 1555 in Chemnitz gestorben, kann also nicht 1612 etwas über Lüneburger Versteinerungen veröffentlicht haben. Die bekannte Schrift von Johann Reiske „Commentatio physica aeque ac historica de glossopetris Luneburgensibus“ ist 1687, nicht 1683 erschienen. Leibniz beschreibt auf S. 47 ff. seiner „Protogaea“ einige Glossophoren und Haifischzähne *(glossopetrae)* von Lüneburg, welche „prope Luneburgum ad radices montis, cui lateraria officina superstructa est“, also wohl beim alten Ziegelhofe vor dem Altenbrücker Tore, gefunden sind. 1851 gibt Philippi [2]) eine Liste der ihm aus dem Lüneburger Miocän bekannt gewordenen Arten; die Gastropoden sind eingehend behandelt in den bekannten Arbeiten Beyrichs und v. Koenens, Fischotolithen von Lüneburg werden in den Arbeiten Kokens erwähnt, auch in den Arbeiten Sempers und anderer werden die Lüneburger Tertiärversteinerungen berücksichtigt, besonders die Gastropoden und Bivalven. Stümcke [3]) hat dann

[1]) Die geognostischen Verhältnisse Lüneburgs S. 10. Lüneburg. Sternsche Buchdruckerei. (Ohne Jahreszahl).

[2]) Palaeontographia 1. S. 90.

[3]) Zur Bodenkunde der Umgebung Lüneburgs. Jahreshefte des nat. Ver. für das Fürstentum Lüneburg XIII, S. 117.

später eine Liste der bis dahin bekannten Arten zusammengestellt, welche neuerdings auf Grund des von Herrn Dr. G. Müller während der geologischen Aufnahme des Blattes Lüneburg gesammelten Materials von Herrn Dr. Koert wesentlich vervollständigt ist.[1]) Dabei handelt es sich vorwiegend um Funde aus den jetzigen Aufschlüssen bei Kaltenmoor und Ochtmissen, weniger berücksichtigt sind die älteren Fundstücke aus den z. Z. nicht mehr vorhandenen Aufschlüssen am Schildstein und auf dem alten Ziegelhofe vor dem Altenbrücker Tore. Auch an der nördlichen Wand des Zementbruches am Zeltberge ist Miocän vorhanden und hat unter anderm Exemplare von *Fusus eximius* Beyr. uud *Conus antediluvianus* Brug. geliefert. Von allen diesen Fundorten liegt ein beträchtliches Material in der Sammlung des naturwissenschaftlichen Vereins in Lüneburg, welches größtenteils noch unbestimmt war, von mir aber neulich vollständig bestimmt ist. Ich bin infolgedessen imstande, noch einige kleine Nachträge zu der Müller-Koertschen Fossilienliste zu machen.

Zu den Fischotolithen kommen noch die folgenden Arten hinzu: *Otolithus (Gadus) venustus* Kok., *O. (Morrhua) latus* Kok., *O. (Sciaena) holsaticus* Kok., *O.* cf. *umbonatus* Kok., *O. (inc. sedis) lunaburgensis* Kok. Der genauere Fundort ist bei diesen Stücken nicht angegeben. Bei den Gastropoden sind nachzutragen: *Fusus Puggaardi* Beyr. (Schildstein), *Fusus attenuatus* Phil. (Schildstein), *Cancellaria cancellata* L. (Schildstein), *Mangelia maitreja* Semper (Schildstein), *Mangelia hispidula* Jan. Letztere Art hat nach v. Koenen[2]) früher in der Vereinssammlung in Lüneburg gelegen, doch habe ich jetzt kein Exemplar derselben dort vorgefunden. Von allen Gastropoden kommt im Lüneburger Miocän am häufigsten *Pleurotoma turbida* Sol. vor, besonders bei Kaltenmoor. Nach Alter und Erhaltungszustand sieht diese Spezies so verschieden aus, daß dieselbe im Lüneburger Museum unter den verschiedensten Namen lag. Das kleinste mir vorliegende vollständige Jugendexemplar ist etwa 20 mm, das größte erwachsene Gehäuse dagegen 75 mm hoch. Diese Extreme sehen — besonders, wenn bei der erwachsenen Form die Skulptur durch Abreibung abgeschwächt ist — so verschieden aus, daß jeder dieselben auf den ersten Blick für ganz verschiedene Spezies halten wird; aus den mir vorliegenden Exemplaren, deren Anzahl über 100 beträgt, läßt sich eine ununterbrochene Reihe bilden und mit Hilfe derselben

[1]) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 108, S. 17.

[2]) Das Miocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna I, S. 114.

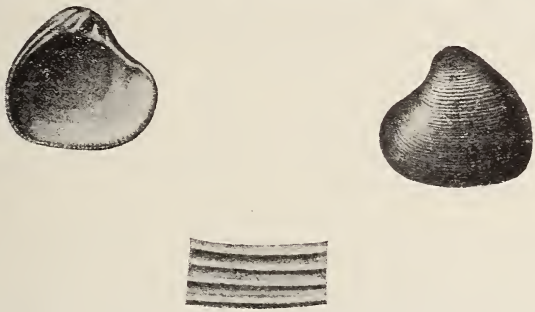
die Zusammengehörigkeit der sämtlichen Stücke leicht zeigen.

Die Zweischaler treten im Vergleich zu den Gastropoden im Lüneburger Miocän stark in den Hintergrund. Zu den von G. Müller[1]) angeführten 11 Spezies kommen noch die beiden folgenden hinzu:

1. *Pecten bellicostatus* Wood.[2]) (*Pecten Thorenti* Noetling[3]) non d'Arch).

Von Kaltenmoor liegt mir eine nicht ganz vollständige Klappe eines *Pecten* vor, welche an einigen Punkten noch die charakteristische Skulptur der angezogenen, vorwiegend unteroligocänen Spezies so deutlich zeigt, daß ich kein Bedenken trage, sie solange zu derselben zu rechnen, bis etwa besser erhaltenes Material eine Abtrennung nötig macht. Hiernach würde also diese Spezies, wie das ja bei Monomyarieren häufig vorkommt, eine große vertikale Verbreitung besitzen.

2. *Astarte Gleuei* n. sp. (Siehe Textfigur).



Neben den drei bekannten Astarten, *Astarte anus* Phil., *vetula* Phil. und *radiata* Nyst, welche schon Philippi[4]) aus dem Lüneburger Miocän erwähnt, liegt mir die linke Klappe einer vierten Astarteart vor, welche mit keiner der zahlreichen bekannten tertiären Spezies übereinstimmt.

Länge = 20 mm, Höhe = 19 mm.

Der Umriß ist schief abgerundet dreieckig. Der Unterrand ist fast gerade und stößt mit dem Hinterrande in einer stumpfen Ecke zusammen, während er in den stark gekrümmten Vorderrand allmählich übergeht. Die stark gewölbte Klappe fällt gegen den Hinterrand steil ab. Der Wirbel ist wenig gekrümmt, breit und stumpf. Die Lunula ist deutlich begrenzt und ziemlich

[1]) a. a. O.

[2]) von Koenen, Das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna V, S. 1025 und VI, S. 1377.

[3]) Die Fauna des samländischen Tertiärs IV, S. 30.

[4]) Paläontographica I, 1851 S. 89.

langgestreckt. Die beiden Schloßzähne sind kräftig entwickelt und begrenzen eine tiefe, dreieckige Schloßgrube. Der hintere Muskeleindruck ist rundlich eckig, der vordere mehr langgestreckt oval; über letzterem befindet sich ein kleiner Fußmuskeleindruck. Der Innenrand ist bis zum Beginn des Schlosses gekerbt. Die Mantellinie ist vom Unterrande nur 3 mm entfernt. Die Skulptur besteht aus schmalen konzentrischen Leisten, welche durch Furchen von verschiedener Breite getrennt sind.

Große Ähnlichkeit hat unsere Art mit *Astarte Burtini* La Jonk[1]); letztere ist jedoch weniger gewölbt und hat spitzere Wirbel; außerdem bilden bei ihr Unter- und Hinterrand einen zusammenhängenden Bogen und die Mantellinie ist dem Unterrande nicht so stark genähert wie bei *Astarte Gleuei*. Semper[2]) erwähnt eine *Astarte Steinvorthi* n. sp. von Lüneburg, gibt aber keine Beschreibung derselben, sodaß ich nicht feststellen kann, ob er vielleicht unsere Art darunter verstanden hat oder ob von ihm noch eine fünfte Astartenspezies bei Lüneburg beobachtet ist.

Philippi[3]) erwähnt *Isocardia cor* mit Fragezeichen aus dem Lüneburger Miocän. Diese Art ist später von Semper[4]) als *Isocardia Olearii* beschrieben, da sie schon 1674 als Bucardia in „Olearii Gottorfische Kunstkammer“ Taf. 22, Fig. 3 gut abgebildet ist. Bei G. Müller[5]) ist diese Spezies infolge eines kleinen Druckfehlers als *I. Cleari* angeführt.

---

[1]) Nyst, Description des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. S. 160.

[2]) Beiträge zur Kenntnis der Tertiärformation. Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg 15. Jahr, 1861. S. 236. Vergl. auch 57. Jahrg., 1903 S. 166—181 (Metzmacher).

[3]) a. a. O. S. 90.

[4]) a. a. O. S. 235.

[5]) a. a. O. S. 19.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 2. **1906.**

2. Protokoll der Februar-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 7. Februar 1906.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der Januar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Der Vorsitzende teilte die von der Königl. Böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften eingegangene Todesanzeige ihres langjährigen ehemaligen Vizepräsidenten K. K. Hofrats, Karl Ritter v. Koristka mit und widmete dem verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft Karl Frh. v. Fritsch einen warmen Nachruf.

Die Anwesenden erhoben sich zum Andenken der Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Apotheker Zechlin, Salzwedel,
vorgeschlagen durch die Herren Menzel, Stappenbeck und Wiegers;

Herr Oberlehrer Dr. Heckmann, Elberfeld,
vorgeschlagen durch die Herren Beyschlag, Wahnschaffe und Krusch;

Herr Bergassessor Dr. Seiffert, Halberstadt,
vorgeschlagen durch die Herren Beyschlag, Schmeisser und Krusch;

Herr Professor Dr. Reiser, München,
vorgeschlagen durch die Herren Rothpletz, Stromer von Reichenbach und Johannes Böhm;

Herr Oberdirektor der Kgl. Erzbergwerke Fischer, Freiberg,
vorgeschlagen durch die Herren Beck, Kolbeck und Berg;

Herr cand. geol. Cramer, Charlottenburg,
vorgeschlagen durch die Herren Branco, Jaekel und Philippi;

Herr Bergbaubeflissener Hoyer, z. Z. Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren Rauff, Scheibe und Krusch;

Herr Dr. ing. Schrödter, Düsseldorf,
vorgeschlagen durch die Herren Schmeisser, Krahmann und Jentzsch.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

Andrée, K.: Zur Frage der Klimaänderungen. (S.-A. aus: Naturwissenschaftliche Wochenschrift XXI.) 8°. Jena 1906.

Commission française des glaçiers. Rapport sur les observations rassembleés en août 1904 dans les Alpes du Dauphiné. 8°. Grenoble 1905.

Dathe, E.: Über einen mit Porphyrtuff erfüllten Eruptionsschlot von rotliegendem Alter im Oberkarbon südlich von Waldenburg in Niederschlesien. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. Monatsberichte 1905). 8°. Berlin 1905.

Derwies, V.: Recherches géologiques et petrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk. 4°. Genève 1905.

Heim, A.: Das Säntisgebirge. Vortrag geh. i. d. Jahresversammlung in Luzern d. Schweiz naturf. Gesellschaft. (S.-A. aus: Verhandlungen der Schweiz. naturforsch. Gesellsch. 1905.) 8°. 1905.

Jaekel, O.: Über Feuerstein-Eolithe von Freyenstein in der Mark. (S.-A. aus: Zeitschrift für Ethnologie 1903).

— Über einen Pentacriniden der deutschen Kreide. (S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Gesellschaft naturf. Freunde 1904).

— Schrift von Ph. Pocta (Prag) über neue Beobachtungen an Orthozeren.

— Über einen neuen Pentacrinoideen-Typus aus dem Obersilur. (S.-A. aus: Diese Zeitschrift. 1900.)

— Über ein neues Reptil aus dem Buntsandstein der Eifel. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. Monatsberichte 1904.)

— Über Gephyrostegus bohemicus n. g. n. sp. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1902.)

— Über Ceraterpeton, Diceratosaurus und Diplocaulus. (S.-A. aus Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1903, **1**.) 8°. Stuttgart 1903.

— Über Placochelys n. g. und ihre Bedeutung für die Stammgeschichte der Schildkröten. (S.-A. aus: Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Jg. 1902, **1**. 8°. Stuttgart 1903.)

— Über die Epiphyse und Hypophyse. (S.-A. aus Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde 1903).

— K. A. v Zittel der Altmeister der Paläontologie. (S.-A. aus: Naturwissenschaft Wochenschrift XXIII) 8°.

— Über neue Wirbeltierfunde im Oberdevon von Wildungen. (S.-A. aus: Diese Zeitschrift Monatsberichte 1904).

— Über Trematapis und Pathens Ableitung der Wirbeltiere von Arthropoden. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1903).

— Über jurassische Zähne und Eier von Chimäriden. (S.-A. aus: N. Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal., Beil.-Bd. **14**.) 8°. Stuttgart 1901.

— Über Dichelodus Gieb. und einige Ichthyodorulithen, eine Entgegnung an Herrn A. Smith, Woodwark. (S.-A. aus: N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1892, **1**.) 8°. Berlin 1891.

— Thesen über Organisation und Lebensweise ausgestorbener Cephalopoden. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1902.) 8°. Berlin 1902.

Jaekel, O.: Über Placodermen aus dem Devon. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1903).
— Über sog. Lobolithen.
— Über die Organisation und systematische Stellung der Asterolepiden. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. 1903).
— Asteriden und Ophiuriden aus dem Silur Böhmens. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. Monatsberichte 1903.)
— Über den Schädelbau der Dicynodonten. (S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Gesellsch. naturforsch. Freunde, Sitzung v. 11. Okt. 1904). 8°. Berlin 1904.
— Über die Bedeutung der Wirbelstacheln der Naosauriden. 8°. Berlin 1905.
— Über die Bildung der ersten Halswirbel und die Wirbelbildung im Allgemeinen.
— Eine neue Darstellung von *Ichthyosaurus*.
— Über den Schädelbau der Nothosauriden (S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. Gesellsch. naturf. Freunde, 1905).
Jensen, A. S.: On the mollusca of East-Greenland. 1. Lamellibranchiata (Reprinted of: Meddelelser om Grönland XXIX).
— Om forekomsten af skalförende skurstensler i Bulandshöfdi, Snäfellsnes, Island af Helgi Pjetursson med bemärkninger om molluskfaunaen. (S.-A. aus: Kgl. danske vidensk. selskabs förhandl. 1904).
— Tilläg til studier over nordiske mollusker. 3. Tellina (Macoma). (S.-A. aus: Vidensk. meddel. fra den naturh. foren. i Köbenhavn 1905).
Koehne, W.: Vorstudien zu einer neuen Untersuchung der „Albüberdeckung“ im Frankenjura. (S.-A. aus: Sitz.-Ber. d. phys.-med. Sozietät in Erlangen XXXVII, 1905). 8°. Erlangen 1905.
Noël, E.: Note sur la faune des galets du grès vosgien. (Extrait du: Bulletin mensuel des séances de la Société des sciences de Nancy).
— Sur l'orientation que prend un corps allongé pouvant rouler sur les fonds dans un courant liquide. 4°
Range, P.: Über einen Schlämmapparat. (S.-A. aus: Diese Zeitschr. Monatsberichte 1905). 8°. Berlin 1905.
Spezia, G.: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del quarzo (Accademia reale delle science di Torino, 1905—06). 8°. Torino 1906.
Stübel, A.: Die Vulkangebirge von Colombia. Geologisch-topogr. aufgenommen u. beschrieben. Ergänzt u. hrsg. v. Theodor Wolf. 4°. Dresden 1906.
Wichmann, A.: Ön fragments of rocks from the Ardennes found in the diluvium of the Netherlands north of the Rhine. (Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam.) 8°. 1905.

Herr **Krusch** sprach: **Über neue Aufschlüsse im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbecken.**

Die zahlreichen Bohrlöcher, welche in den letzten Jahren gestoßen wurden und die neuen Schächte, welche man niederbrachte, haben eine Reihe von geologisch interessanten Aufschlüssen geliefert, von denen hier eine geringe Anzahl kurz geschildert werden soll.

Die Ostgrenze des Prod. Karbons. Das konkordant auf dem Flözleeren, den Kulm- und den Devon-Schichten liegende produktive Steinkohlengebirge kommt bekanntlich nur in einem kleinen Dreieck an die Tagesoberfläche und wird nach Norden und Osten ebenso wie die älteren liegenden Schichten diskordant von der Kreide-Formation überlagert, von welcher in der Nähe der Ostgrenze bis jetzt nur Glieder der oberen Stufe bekannt geworden sind.

Seit langem war bekannt, daß die Ostgrenze des produktiven Karbons ungefähr im Meridian von Soest verläuft, wenn auch mit vielfachen, den Sätteln und Mulden entsprechenden Ausbuchtungen.

Von den zahlreichen Bohrungen, welche man niedergebracht hat, stehen naturgemäß nur verhältnismäßig wenige in dem wegen seines geringen Kohlenvorrates gemiedenen Randgebiete des Karbons.

In den letzten Jahren hat sich indessen eine Bohrgesellschaft der Mühe unterzogen, eine Reihe von Bohrlöchern östlich und südöstlich von Lippborg niederzubringen. Das Resultat derselben war kurz folgendes:

Während die Bohrung Lippborg unter 564 m Decke Karbon erreichte und bei 834 m fündig wurde, trafen die Bohrungen bei dem Gute Schulte Vorsmann östlich von Haus Assen und bei Hultrop an der Lippe unter der Kreide älteres Gebirge an. Die erstere Bohrung durchteufte die obere Kreide bei 592 m und kam dann in den Stringocephalenkalk. Bei der Bohrung Hultrop fand man unter 477.5 m mächtiger, oberer Kreide zwar noch die liegendsten Schichten des produktiven Karbons, drang aber dann in das Flözleere ein.

Die Grenze des produktiven Karbons muß also nach diesen Aufschlüssen zwischen Lippborg im Westen und Haus Assen im Osten liegen und ungefähr durch Hultrop verlaufen.

Die östlich, bezw. ostsüdöstlich von diesen Bohrungen stehenden Löcher bei Kesseler, Krewinkel und Brockhausen wurden nach den vorliegenden Bohrtabellen unter bezw. 516 m, 394 m und49 8 m Decke bei bezw. 733, 570 und ca. 600 m Tiefe fündig. (Die Bohrung Kesseler ist insofern unsicher, als der petrographische Charakter des Nebengesteins nicht feststeht.) Da sie viel östlicher als die Bohrungen Haus Assen und Hultrop liegen, ist meiner Meinung nach der Beweis geliefert, daß das produktive Karbon an dieser Stelle verhältnismäßig weit nach Osten ausbuchtet, d. h. mit anderen Worten, daß hier eine Spezialmulde vorliegt, während bei Hultrop und Haus Assen ein älterer aus Flözleerem, Kulm und Devon bestehender Sattel nach Osten in das produktive Karbon eingreift.

Wenn man die Aufschlüsse am Südrande des Steinkohlengebirges kombiniert, so ergibt sich, daß die Mulde von Krewinkel einer der Spezialmulden der Wittener Hauptmulde angehört, und es besteht die große Wahrscheinlichkeit, daß man es mit der südlichsten derselben zu tun hat.

Kohlenfunde im Gebiete des älteren Gebirges. Die angeführten Bohrungen haben uns außerdem gezeigt, daß Kohlenfunde auch jenseits der Grenze des produktiven Karbons möglich sind.

a) In der Bohrung Schulte Vorsmann kam man unter der Kreide im Stringocephalenkalk in einen Erzgang, der neben Kalkspath, Bleiglanz auch größere und kleinere Kohlenbruchstücke enthielt. Hätte nicht eine Kernbohrung vorgelegen, so könnte — da ein größeres Kohlenstück durchbohrt wurde — der Anschein des Auftretens eines Flözes im Stringocephalenkalk erweckt werden. Da die Basis der Oberen Kreide, das zum Essener Grünsand gehörige Eisensteinkonglomerat, keinerlei Störung zeigte, setzt die Spalte anscheinend aus dem Mitteldevon nicht in die Kreide hinein.

Die Kohle hatte einen verhältnismäßig hohen Gasgehalt und stammt zweifellos aus dem produktiven Karbon. Die Wogen des Kreidemeeres haben naturgemäß Teile von karbonischen Steinkohlenflözen zerstört und Bruchstücke derselben zugleich mit Glaukonit in die im Stringocephalenkalk offenstehende Spalte geschwemmt.

b) Bei den geologischen Aufnahmearbeiten nördlich von Hagen zeigte sich an verschiedenen Stellen, daß auch jenseits der Südgrenze des produktiven Karbons Reste desselben auf verschiedene Weise erhalten sein können.

Infolge der Faltung, welche die Schichten erlitten haben und infolge des Heraushebens der Karbonoberfläche in südlicher Richtung folgt auf die geschlossene Karbonfläche ein schmales Gebiet, in welchem innerhalb des Verbreitungsgebietes des älteren Gebirges in den Mulden desselben das produktive Karbon erhalten ist.

Das ist z. B der Fall unmittelbar östlich von Bochle.

Da außerdem die Mulden- und Sattel-Linien im Längsschnitt keine horizontale oder regelmäßig geneigte Linie bilden, sondern auch in der Längsrichtung mehr oder weniger Mulden und Sättel aufweisen, ist von vornherein anzunehmen, daß wir nicht nur im Süden, sondern auch im Osten jenseits der Grenze des produktiven Karbons in derartigen Längsmulden des älteren Gebirges Reste der Steinkohlenformation finden. Für den Kohlenvorrat

kommen naturgemäß die wenig mächtigen allerliegendsten Flöze nicht in Frage.

c) Ein anderes Beispiel für das Auftreten des produktiven Karbons im Verbreitungsgebiet des älteren Gebirges findet sich in der Ziegelei zwischen Boehlerheide und Knapp. Hier zeigt sich von Verwerfungen begrenztes Karbon eingesunken ins Flözleere. Der Aufschluß ist umso interessanter, als der Karbonkeil für die Ziegeleifabrikation nicht geeignete Gesteinsschichten führt, die man bei der Gewinnung der flözleeren Schieferschichten stehen läßt.

Wenn auch derartige Beispiele des Vorkommens von Steinkohle im Gebiete des älteren Gebirges nachweisbar sind, so sind sie doch bis jetzt recht selten, und sie genügen durchaus nicht zur Erklärung der zahlreichen recht auffälligen Steinkohlenfunde mit abnorm gasreicher Kohle ost-südöstlich von Unna. Erst zuverlässige Kernkontrollbohrungen können hier Aufschluß geben, in welcher Weise das Auftreten der gasreichen Kohle in einem Gebiet zu erklären ist, welches nach allen vorhandenen sicheren Aufschlüssen nur Magerkohlen enthalten kann.

Über Querverwerfungen.

Die Courler-Störung. Bekanntlich werden die Lagerungsverhältnisse des produktiven Karbons in Rheinland und Westfalen — abgesehen von der Sattel- und Muldenbildung — noch durch Störungen beeinflußt, welche im allgemeinen entweder Überschiebungen darstellen, die ungefähr gleichaltrig mit der Faltung sind, oder Querverwerfungen, die jünger sein müssen, da sie die Falten und die Überschiebungen verwerfen.

Im Verhältnis zu der großen Anzahl der nord-nordwestlich streichenden Querverwerfungen setzen nur wenige in die jüngere Kreide und die älteren Deckgebirgsschichten bis zum Zechstein herunter hinein, sodaß für das erste Aufreißen ohne weiteres spätkarbonisches Alter angenommen werden kann.

Je weiter wir uns nach Westen bewegen, in desto jüngerer Zeit ist ein Wiederaufreißen dieser Verwerfungen nachweisbar, bis sich auf der linken Rheinseite an dem Deckgebirge konstatieren läßt, daß in diluvialer und postdiluvialer Zeit Gebirgsbewegungen auf diesen Verwerfungen stattgefunden haben müssen.

Von großem Interesse ist die schnelle Änderung der Verwurfshöhe im Streichen einer derartigen Querverwerfung. Die Courler-Störung, welche bei Courl beginnt, zwischen den Schächten Preußen I und II hindurch setzt, und weiter nach Norden durch das Feld Viktoria bei Lünen fortstreicht, zeigt, daß auf

kurze Entfernungen ganz bedeutende Schwankungen der Verwurfshöhe eintreten können.

Während man bei Courl nur von einem Absinken um wenige 10 m sprechen kann, haben wir 4 km weiter nordwestlich, zwischen den Schächten Preußen I und II, eine Verwurfshöhe von über 600 m.

Ebenso schnell wie die Verwurfshöhe zunimmt, kann sie selbstverständlich auch wieder abnehmen.

Eine Querverwerfung läßt sich in der Beziehung am besten vergleichen mit einem Querriß in einem gespannten und mäßig beschwerten Tuch, welcher ein bogenförmiges Absinken derjenigen Tuchhälfte bewirkt, die intensiver von der Schwerkraft beeinflußt ist.

Aufschlüsse auf der Zeche Auguste Viktoria. Nördlich von Recklinghausen liegt die Zeche Auguste Viktoria, welche in diesem Nordsüd-Profil am weitesten nach Norden vorgeschoben ist und bereits vor längerer Zeit das Steinkohlengebirge erreicht hat.

Infolge des Einsinkens der Mulden des produktiven Karbons in nördlicher Richtung, wird die Karbonmächtigkeit in ihnen im allgemeinen je weiter nach Norden um so bedeutender, da immer jüngere Steinkohlenhorizonte sich auf die weiter südlich nachgewiesenen auflegen.

Da nun im Allgemeinen der Gasgehalt umso größer ist, je jünger die Steinkohlenhorizonte sind, nahm man früher an, daß sich im nördlichen Teile des westfälischen Steinkohlenbeckens hauptsächlich Gasflamm- und Gaskohle findet.

Die Aufschlüsse im Norden des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens haben uns indessen gezeigt, daß man die Verbreitung der beiden gasreichsten Kohlenarten bei weitem überschätzt hat.

Die Ursache dieser geringeren Verbreitung ist recht häufig das Auftreten von Hauptsätteln zwischen den Mulden und von Spezialsätteln innerhalb derselben.

Einen derartigen Ausnahmefall illustrieren die Aufschlüsse der Zeche Auguste Viktoria. Der Schacht traf innerhalb eines Gebietes, welches im allgemeinen gasreiche Kohle hat, auf die obere Magerkohlenpartie, die zu einem Sattel aufgewölbt ist.

Auf den südlich von Auguste Viktoria liegenden Schächten „Schlägel & Eisen“, „Gladbeck“ und „Graf Moltke“ wurde ein Hauptsattel aufgeschlossen, der die Emschermulde von der sog. Hauptmulde trennt.

Es ist nun die Frage, ob der Sattel von Auguste Viktoria

ein Spezialsattel ist innerhalb der Lippermulde, oder ob sich etwa der Gladbecker Sattel in bedeutender Breite von „Schlägel und Eisen“ bis nach „Auguste Viktoria“ erstreckt. Die Aufschlüsse zwischen den beiden genannten Zechen sind nicht zahlreich und bestehen lediglich in Tiefbohrungen. Sie deuten darauf hin, daß beide Sättel einem breiten Hauptsattel angehören, welcher durch Spezialmulden in Spezialsättel zerlegt ist.

Wenn auch „Auguste Viktoria“ zunächst in die obere Magerkohlenpartie kam, so unterliegt es doch keinem Zweifel, daß man beim Auffahren der Querschläge nach Norden in kurzer Zeit die gasreicheren Fettkohlen, Gaskohlen und Gasflammkohlen erreicht.

Man dürfte also in Zukunft in der glücklichen Lage sein, das ganze Querprofil von den oberen Magerkohlen an, bis zu den höchsten Kohlenhorizonten zur Verfügung zu haben.

Die westlichste Zeche, in der man Gelegenheit hatte, die Sattel- und Mulden-Bildung des westfälischen produktiven Karbons zu studieren, ist die Zeche „Deutscher Kaiser“ nördlich von Ruhrort. Die Aufschlüsse zeigen, daß der Gladbecker Sattel hier überhaupt nicht mehr vorhanden ist, sondern daß die Emscher- und Lippe-Mulde, die er im Westen trennt, eine einzige große Mulde bilden.

Aufschlüsse auf der linken Rheinseite.

Auf der linken Rheinseite sind westlich von Mörs eine Reihe von Tiefbohrungen in einem Gebiete niedergebracht worden, welches bis dahin ziemlich unbekannt war. Man wußte nur ganz allgemein, daß man sich in der Nähe des westlichen Karbonrandes des rheinisch-westfälischen Steinkohlen-Gebietes befand. Die Resultate der zwischen den Ortschaften Kapellen u. s. w. stehenden Tiefbohrungen sind folgende: Das Deckgebirge besteht bis zu 200 m aus Tertiär, welches hier z. T. von wasserführenden glaukonitischen Sanden, im übrigen von sandigen Tonen und Ton gebildet sind. Die Mächtigkeit des Deckgebirges nimmt von Mörs aus ziemlich regelmäßig nach Westen zu, d. h. die Oberfläche des produktiven Karbons bildet eine nach Westen schwach geneigte Ebene. Soweit die Aufschlüsse bis jetzt reichen, hat man es mit einer Neigung von wenigen Graden zu tun. Bemerkenswert ist also, daß sich bei Mörs keine anderen Formationen zwischen Tertiär und produktives Karbon einschieben.

Was die Tektonik der Schichten des produktiven Karbons anbelangt, so haben wir flache Lagerung, selten ist eine Neigung von mehr als 5^0 an den Bohrkernen zu konstatieren.

Es zeigt sich demnach, daß auch auf der linken Rheinseite

keine intensive Sattel- und Muldenbildung, wie wir sie auf der rechten Rheinseite kennen, stattgefunden hat. Im allgemeinen läßt sich also eine Abnahme der Faltung in dem rheinisch-westfälischen Steinkohlenbecken von Osten nach Westen konstatieren.

Über die Störungen auf der linken Rheinseite in dem angeführten Gebiet sind bis jetzt nur wenige Anhaltspunkte vorhanden.

Eine längst bekannte Tatsache ist, daß die große Querverwerfung von Rheinpreußen nach Norden bis in die Gegend von Xanten durchsetzt; ohne weiteres ist anzunehmen, daß mehr oder weniger parallel zu dieser Querverwerfung noch weiter westlich eine ganze Anzahl anderer vorhanden sind. So steht z. B. das Bohrloch Viertelsheide unmittelbar neben einer Querverwerfung.

Die bekannte Erscheinung, daß die linksrheinischen Querverwerfungen in das Deckgebirge hineinsetzen, hat sich bis jetzt bei den Resultaten der Bohrungen bei Moers nicht gezeigt. Es scheint vielmehr, als wenn mit der Entfernung von der linken Rheinseite eine Abnahme der Zahl der Querverwerfungen vorliegt, sodaß man die Mächtigkeit des Deckgebirges bis auf ca. 15 m Genauigkeit voraussagen kann.

Aus den fraglichen Bohrungen ergibt sich in Bezug auf die Kohlenhorizonte, daß man im allgemeinen etwas höhere Schichten des produktiven Karbons unter dem Deckgebirge angetroffen hat, als man früher vermutete.

Entsprechend dem westlichen Herausheben des produktiven Karbons kommen von Moers an in westlicher Richtung in Frage obere Fettkohlen und obere und untere Magerkohlen.

Von großem Interesse ist das Verhalten der Flöze in der unteren Fett- und oberen Magerkohlenpartie. Was zunächst das Profil anbelangt, zeigt sich bei den unteren Fettkohlenflözen eine Abnahme der Mächtigkeit.

Das Leitflöz Sonnenschein z. B. hat auf der rechten Rheinseite eine bedeutende Mächtigkeit von meist über 1 m. Auf Zeche Rheinpreußen beträgt die Stärke nach meiner Kenntnis nur noch 0,65 m und in den neuen Bohrungen bei Moers hat diese Mächtigkeit eine noch größere Reduktion erfahren.

Ähnlich verhalten sich die Kohlenflöze im Hangenden von Flöz Sonnenschein. Was den Gasgehalt anbelangt, so zeigt sich eine ganz allmähliche aber regelmäßige Abnahme von Osten nach Westen. Das sonst 20 und mehr Prozent enthaltende Flöz hat auf Rheinpreußen nur noch 17,5 Prozent Gas und in den Bohrungen bei Moers noch etwas weniger.

Die obere Magerkohlenpartie verhält sich im Großen und Ganzen in Bezug auf die Flözprofile umgekehrt wie die untere

Fettkohlenpartie. Wir haben auf der linken Rheinseite im allgemeinen bedeutendere Mächtigkeit der Magerkohlenflöze als auf der rechten Rheinseite. Auch die Zahl der Flöze scheint auf der linken Rheinseite zugenommen zu haben.

Vergleicht man den Aschengehalt der Kohle, so zeigt sich ohne Zweifel, daß die Magerkohlen auf der linken Rheinseite reiner sind, als diejenigen auf der rechten. In zahlreichen Fällen beobachtet man Aschengehalte von nur wenigen Prozent.

Durch die horizontale Lagerung der Flöze, die geringe Menge Asche, die Abnahme des Gasgehaltes und die Zunahme der Flözmächtigkeiten in der Magerkohlenpartie gleicht der linksrheinische Distrikt des rheinisch-westfälischen Steinkohlenbeckens in Bezug auf die Kohlen-Qualität und die Lagerungsverhältnisse in vielen Punkten dem Steinkohlengebiete von Süd-Wales, welches aus den recht reinen und mächtigen Kohlenflözen die sog. Smokeless-Steam-Kohle liefert.

Zum Schluß möchte ich in Bezug auf die Abnahme der Intensität der Sattel- und Mulden-Bildung noch bemerken, daß wir eine ähnliche Erscheinung im Aachener Steinkohlenbecken haben und zwar von Südosten nach Nordwesten. Auch hier zeigt sich eine plötzliche Abnahme der Faltungsintensität ungefähr von Herzogerad aus. Im Gebiete von Gelsenkirchen, Gangelt u. s. w. haben wir durchweg flache Lagerung und sog. Schollengebirge, d. h. die Zerlegung der Schichten des produktiven Karbons durch die Querverwerfungen in Horste und Gräben, welche nordwestlich streichen.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Wunstorf, Beyschlag und Krusch.

Die Herren **Siegert** und **Weissermel** sprachen **über die Gliederung des Diluviums zwischen Halle und Weissenfels.** Hierzu Taf. VII.

In den Jahren 1901—05 waren wir mit der geologischen Kartierung der Gegend zwischen Halle und Weißenfels beschäftigt. Die Resultate dieser Aufnahmearbeiten werden außer auf den Blättern und in den Erläuterungen der geologischen Spezialkarte des Königreichs Preußen im Jahrbuch der Kgl. Preuß. Geol. L.-A. ausführlich zur Darstellung gelangen. Hier soll nur der Teil dieser Ergebnisse, welcher sich auf das Diluvium bezieht, in kurzen Zügen geschildert werden. Unser Arbeitsgebiet war so verteilt, daß L. Siegert im wesentlichen die Gegend rechts der Saale, W. Weissermel das Gebiet links der Saale untersuchte. Die genauere Verteilung ergibt sich aus der beigefügten Kartenskizze.

I. Das Gebiet rechts der Saale.

Von L. Siegert.

An dem geologischen Aufbau der Gegend zwischen Halle und Weißenfels nehmen, abgesehen von den räumlich wenig ausgedehnten Gliedern des Rotliegenden, vor allem triadische Ablagerungen teil. Auf ihrer sanft welligen Oberfläche lagerten sich die verschiedenen Glieder der oligocänen Braunkohlenformation ab, wodurch die Unregelmäßigkeiten des Bodenreliefs größtenteils ausgeglichen wurden. Die Ablagerungen des Diluviums haben diese nivellierende Tätigkeit fortgesetzt, so daß unser Gebiet einen ausgesprochen ebenen Charakter trägt.

Die diluvialen Ablagerungen scheiden sich hier wie überall im Gebiete des Randdiluviums in 2 große Gruppen, in reine Glazialablagerungen (Grundmoränen, Sande, Endmoränen etc.) mit wesentlich nordischem Material und in fluviatile Ablagerungen mit wesentlich südlichem Material.

Zwei Flüsse haben in der Diluvialzeit mein Gebiet durchströmt, die Elster und die Saale, zu welchen im Gebiete des Herrn Weissermel noch die Unstrut hinzukommt. Von ihren Ablagerungen sind die der Saale am vollständigsten erhalten, so daß wir diesen Fluß in allen Phasen seiner Entwicklung verfolgen können. Dabei unterscheiden wir 4 Hauptstadien, deren Ablagerungen wir als präglaziale, interglaziale, postglaziale und alluviale Saaleschotter bezeichnen. Diese zeitlich und räumlich weit auseinander liegenden Schottervorkommnisse ließen sich als Ablagerungen ein und desselben Flusses, der Saale, erkennen und zu verschiedenaltrigen Flußläufen anordnen einmal durch die Untersuchung der petrographischen Zusammensetzung, sodann durch die Verbindung der Einzelaufschlüsse bei der Kartierung (Schotterbestreuung, Handbohrung) zu geschlossenen Schotterstreifen und Terrassen und endlich durch die Scheidung dieser Schotterstreifen nach Höhenlage und Gefälle.

Die gleiche petrographische Zusammensetzung können die Saaleschotter natürlich nur im großen und ganzen besitzen. Zu verschiedenen Zeiten hat der Umfang des Stromgebietes der Saale selbstverständlich Veränderungen erlitten und damit auch die petrographische Zusammensetzung der Schotter im einzelnen.

Dagegen müssen in jeder echten, unverwitterten Saaleablagerung unbedingt die Gesteine vertreten sein, welche am Oberlauf der Saale in weiten Gebieten anstehen, das sind die paläozoischen Schiefer, Grauwacken, Quarzite und Diabase des Vogtlandes und seiner Nachbarschaft, Porphyre und andere Gesteine aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes, Muschelkalk und Buntsandstein.

Über die quantitative Beteiligung dieser Gerölle an der Zusammensetzung der einzelnen Ablagerungen läßt sich jedoch keinerlei Regel aufstellen. Sowohl dicht benachbarte Aufschlüsse wie die einzelnen Schichten ein und desselben Aufschlusses weisen hierin weitgehende und völlig unberechenbare Verschiedenheiten auf.

Die Ursache dieser auffälligen quantitativen Schwankungen ist in zahlreichen kleinen, lokalen und zufälligen Umständen zu suchen (Wolkenbrüche, Bergrutsche, Wechsel in der Härte der erodierten Schichten etc.), die im Laufe der Jahrtausende im Stromgebiete der Saale eintraten.

Von prinzipieller Bedeutung ist nur eine Eigentümlichkeit der Saaleschotter: die einen führen nordisches Material, während die anderen frei davon sind.[1]) Diese stellen wir als präglaziale Schotter den übrigen interglazialen, postglazialen und alluvialen Schottern gegenüber.

1. Präglaziale Saaleschotter.

Die Ablagerungen der präglazialen Saale lassen sich in 2 Terrassen gliedern, von denen die ältere, obere Terrasse jedoch in unserem Gebiete bereits zum größten Teil wieder zerstört ist oder so vollständig von jüngeren glazialen Ablagerungen verhüllt wird, daß sie sich nur ganz im Süden auf eine Strecke von ca. 9 km von Weißenfels an bis in die Nähe von Kölzen verfolgen läßt. Die Richtung dieser im Durchschnitt 1 km breiten Terrasse ist beinahe rein West - Ost mit einem sanften Bogen nach Süd.

Ein weit vollkommeneres Bild besitzen wir von dem Verlauf der unteren Terrasse. Wegen der völligen Übereinstimmung des petrographischen Habitus können beide Terrassen nur durch ihre verschiedene Höhenlage unterschieden werden.

Gleich der älteren Terrasse verläuft auch die jüngere anfangs etwa 8 km weit von West nach Ost. In der Nähe von Gostau biegt sie nach NO um, wobei ihr rechtes Ufer, das überdies völlig von Ablagerungen des Glazialdiluviums verhüllt wird, sehr bald aus meinem Gebiete hinaustritt, während das linke Ufer immer in meinem Gebiete bleibt und sich an verschiedenen Stellen genau festlegen läßt.

Die nächsten 4 km ist die präglaziale Terrasse vollständig von glazialen Ablagerungen verhüllt, dann jedoch ist sie zwischen Zöllschen und Schladebach auf einer Fläche von fast 20 qkm in zahlreichen Aufschlüssen überall nachzuweisen. Nachdem sie nochmals durch jüngeres Glazialdiluvium auf eine Strecke von

[1]) Einige Ausnahmen sollen in der Hauptarbeit näher erörtert werden.

ca. 3 km verhüllt ist, kann man an beiden Ufern des heutigen Elstertales ein beinahe 9 km breites Querprofil durch die ganze präglaziale Terrasse verfolgen. Ungefähr die gleiche Breite muß das Tal schon bald nach seiner Umbiegung bei Gostau besessen haben. Beim Eintritt in mein Gebiet hatte es dagegen nur eine Breite von 3—3,5 km. Diese sehr schnelle Erweiterung des Tales ist eine Erscheinung, die wir auch bei den jüngeren Tälern wiederfinden. Wahrscheinlich hängt sie damit zusammen, daß der Fluß hier aus dem einengenden Mittelgebirge in die Ebene des norddeutschen Tieflandes eintritt.

Die Oberfläche der Schotter liegt im Süden meines Gebietes in einer ungefähren Meereshöhe von 125 m, also etwa 5 m tiefer wie die Basis der oberen Terrasse. Beim Austritt der präglazialen Saale aus meinem Gebiete beträgt die Meereshöhe dagegen nur ca. 95 m, so daß ein Gefälle von 1 : 700 resultiert.

Die in allen Partieen ziemlich gleich bleibende Mächtigkeit der Schotter beträgt 5—6 m.

Bruchstücke von Schneckenschalen kommen stellenweise massenhaft in diesen Schottern vor. Da bis jetzt aber noch keine bestimmbaren Fossilien gefunden wurden, lassen sich absolut sichere Angaben über das Alter der Terrasse natürlich nicht machen. Wohl aber kann man aus dem Umstande, daß die so leicht zerstörbaren Schotterlager noch völlig intakt sind, den Schluß ziehen, daß sie unmittelbar vor der ersten Invasion des Eises in unserer Gegend aufgeschüttet worden sind. Der Fluß wurde gewissermaßen vom Eise überrascht und seine Tätigkeit unterbrochen.

2. Unteres Glazialdiluvium.

a. Dehlitzer Beckenton.

Das Hangende der präglazialen Saaleschotter bildet ein Bänderton, der fast in keinem Aufschluß fehlt. Seine Mächtigkeit ist allerdings gering, nur selten mag sie 0,5 m übersteigen. Die Entstehung dieses weit ausgedehnten Bändertones ist wohl auf die Stauwirkung des heranrückenden Inlandeises zurückzuführen. Ob der hierbei gebildete Stausee sich weit über das präglaziale Saaletal ausdehnte, ist in meinem Gebiet nicht zu entscheiden, weil das Ostufer bereits außerhalb liegt, die Gegend westlich vom linken Ufer aber durch die glaziale Saale erodiert wurde. Zum Unterschied von jüngeren Beckentonen bezeichne ich diese älteste Tonablagerung nach dem Dorfe, bei welchem sie zum ersten Male gut aufgeschlossen ist, als Dehlitzer Beckenton.

b. Untere Grundmoräne.

Das nächste Glied des unteren Glazialdiluviums ist die untere Grundmoräne, welche eine Mächtigkeit von mindestens 10 m

erreicht haben muß. Die unteren Partieen besitzen in ihrer dunklen Farbe und ihrem starken Tongehalt meist einen charakteristischen Habitus. Das Material hierzu lieferten wohl hauptsächlich die einheimischen Braunkohlentone. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die oberen Partieen der Grundmoräne, welche entstanden, nachdem die tertiären Ablagerungen verhüllt waren, den gewöhnlichen mergeligen Typus besitzen. Umgekehrt können sich bei Ablagerung der jüngeren Grundmoräne lokal dieselben Verhältnisse wiederholt haben. Nach petrographischen Gesichtspunkten allein läßt sich demnach die untere Grundmoräne nicht kartographisch ausgrenzen.

Abgesehen von einzelnen Aufschlüssen konnte die untere Grundmoräne über 7 km weit an den Gehängen des Rippachtales (Blatt Lützen) verfolgt werden. Weiterhin tritt sie in der Gegend zwischen Zöllschen, Groß-Lehna und Kötzschau in breiten Streifen an die Oberfläche, und endlich ließ sie sich wiederum auf viele Kilometer hin an den heutigen Ufern der Elster zwischen Zöschen und Günthersdorf, sowie zwischen Weßmar und Rübsen nachweisen.

c. Unterer Glazialsand.

Auf den unteren Geschiebemergel legt sich in einer Mächtigkeit von ca. 5 m der untere Glazialsand. Dieser besteht fast ausschließlich aus feinen, fast immer stark diagonal geschichteten Spatsanden, denen sich untergeordnet gröbere Kieslagen einschalten. Sehr gut entwickelt und an zahlreichen Aufschlüssen verfolgbar ist dieser Horizont am rechten Elsterufer, wo er von Röglitz bis an die Ostgrenze meines Gebietes kartographisch ausgeschieden wurde, doch ließ er sich gleich dem unteren Geschiebemergel noch viel weiter nach Osten hin bis in die Gegend von Altscherbitz verfolgen. Bei Talschütz ist er wiederum, jedoch nur in geringer Mächtigkeit, entwickelt, und in der östlich hiervon gelegenen Ziegeleigrube von Altranstädt hat er sich bereits in einzelne Sandlinsen aufgelöst. Gleich der unteren Grundmoräne tritt er auch zwischen Dehlitz und Gostau an den Ufern des Rippachtales zu Tage. Überall ist der untere Glazialsand ein äußerst wertvoller Grenzhorizont, ohne welchen die beiden aufeinander lagernden Grundmoränen oft nicht zu trennen wären. Wo er mächtiger entwickelt ist, bildet er zugleich einen viel benutzten Wasserhorizont.

3. Interglaziale Saaleschotter.

Nach Rückzug des Inlandeises schnitt sich die Saale ein zweites über 20 m tiefes Tal in unserer Gegend ein, welches fast vollständig außerhalb des alten präglazialen Saaletales liegt. Nur

wenige 100 m greifen die Ränder der beiden Täler übereinander. Auch in diesem Tale müssen wir wahrscheinlich zwei Terrassen unterscheiden, doch ist die obere wiederum nur lokal erhalten, so in der Gegend von Möritzsch, wo die Saale damals einen weiten Bogen nach Osten machte, während die tiefere Terrasse hier ziemlich gerade nach Norden verläuft.

Die untere Terrasse tritt in der Gegend von Kriechau und Schkortleben in mein Gebiet ein, in welchem sie ungefähr in NNO-Richtung verläuft. Am besten erschlossen sind die zentralen Partieen und das rechte Ufer. Hier namentlich fanden sich Profile von entscheidender Wichtigkeit für die Beurteilung des Alters unserer Terrasse.

An zwei Punkten, in der Zöschener Kiesgrube und in der Kiesgrube hinter der Schule von Möritzsch läßt sich unmittelbar im Aufschluß die Auflagerung der interglazialen Saale auf der unteren Grundmoräne beobachten, an verschiedenen anderen Stellen, so in der Gegend von Teuditz, lassen sich die gleichen Lagerungsverhältnisse derselben auf kartographischem Wege nachweisen. Auch am linken Ufer haben wir in einer Lehmgrube westlich vom Bahnhof Corbetha ein entscheidendes Profil. Hier sind wir am äußersten linken Ufer der interglazialen Saale. Die nur noch wenige dm mächtige Schotterschicht liegt zwar direkt auf oligocänem Knollenstein, doch weist dessen Oberfläche deutliche Schrammen auf, die sicheren Zeugen von der ehemaligen Anwesenheit einer Grundmoräne, die später von der glazialen Saale wieder völlig vernichtet wurde. Daneben mag auch die Anwesenheit von nordischem Material und das Auftreten großer nordischer Blöcke an der Basis der Saaleschotter zu gleichem Beweis für das Alter unserer Saaleschotter verwendet werden, wenn auch diese bereits von Herrn v. Fritsch angeführten Umstände für sich allein kein unbedingter Beweis sind.

Das Gefälle der glazialen Saale ist bedeutend geringer als das der präglazialen, es beträgt etwa 1 : 1200.

4. Oberes Glazialdiluvium.

Auf die interglazialen Saaleschotter legt sich ein mächtiges oberes Glazialdiluvium. Diese Lagerungsverhältnisse sind in so zahlreichen Aufschlüssen zu beobachten wie überall durch die Kartierung mit Leichtigkeit festzustellen, daß es sich für diese kurze Mitteilung erübrigt, die verschiedenen Profile aufzuzählen. Das obere Glazialdiluvium ist nun weit mannigfaltiger zusammengesetzt als das untere; am klarsten läßt sich seine Gliederung auf den Blättern Halle und Döllnitz erkennen.

a. Kriechauer Bänderton.

Von vornherein könnte man erwarten, daß auch das obere Glazialdiluvium infolge einer allgemeinen Stauung des von Süden her in unser Gebiet einströmenden Wassers mit der Ablagerung eines Beckentones beginne. Doch ist ein solcher nur im südlichsten Teil meines Gebietes, bei Kriechau zu beobachten. Wenn er, was wahrscheinlich ist, weithin zur Ablagerung kam, so ist er bald wieder zerstört worden.

b. Basalschotter.

Für einen großen Teil meines Gebietes bildet eine Schicht nordischen Schotters das Hangende der Saaleschotter. Dieser tritt zwischen Goddula und Teuditz flächenhaft zu Tage, stellenweise jedoch wird er, so in den Kiesgruben bei Ammendorf, noch von einer geringmächtigen Grundmoräne unterlagert, teilweise auch überlagert, Verhältnisse, die auf rasche Oszillationen des invadierenden Eises hinweisen.

c. Obere Grundmoräne.

Auf die Basalschotter legt sich das mächtigste und räumlich ausgedehnteste Glied unseres Glazialdiluviums, die obere Grundmoräne. Der petrographische Habitus dieser stellenweise über 20 m mächtigen Ablagerung ist ungemein wechselnd. Er schwankt von stark sandiger bis zu rein mergeliger Ausbildung. Wenn auch Geschiebemergel bei weitem den hervorragendsten Anteil an der Zusammensetzung dieser Grundmoräne hat, so sind doch überall in ihr Sandnester und -bänder eingelagert, die allerdings meist schnell auskeilen.

d. Bruckdorfer Beckenton.

In die untersten Partieen der oberen Grundmoräne schaltet sich namentlich im nördlichen Teil meines Gebietes ein weithin verfolgbarer Beckenton ein, der teilweise in echten Bänderton übergeht. Seine Mächtigkeit beträgt stellenweise einige Meter; die beinahe schwebende Lagerung läßt seinen Ausbiß an den sanften Talflanken mit Leichtigkeit verfolgen. So konnte nördlich der Elster ein fast ununterbrochenes Tonband von der wüsten Mark Maltritz an über Osendorf nach Bruckdorf und von Dieskau über die Grube Hermine Henriette bei Döllnitz bis nach Weßmar nachgewiesen werden. Jenseit der breiten Elsteraue wurde der Beckenton zunächst wieder südlich von Zschöchergen gefaßt, von wo aus er sich weiter bis in die Gegend von Rodden und Pissen hinzieht. Nahe hierbei ist in der Ziegeleigrube von Altranstädt ein über

5 m mächtiger Bänderton aufgeschlossen, der eine schmale ca. 200 m breite Rinne erfüllt und direkt dem unteren Geschiebemergel bezw. den diesen überlagernden Resten von unterem Sand aufliegt. Diese Rinne kommt weit von Süden her, wie viele Aufschlüsse und Brunnenbohrungen auf Blatt Zwenkau zeigten. Nach Norden konnte ich sie bis nach Rodden verfolgen, ohne daß jedoch ein direkter Zusammenhang mit dem vorerwähnten Beckenton zwischen Pissen und Zschöchergen nachzuweisen war. Über die mögliche Ursache dieses auffälligen Verhaltens muß ich auf die wiederholt erwähnte Abhandlung verweisen.

Südlich von Pissen wurde der Beckenton trotz eifrigen Suchens nicht wiedergefunden. Doch wurden östlich von Kötzschau wiederholt wenig mächtige verdrückte und abgeschnürte Schmitzen eines Mergelsandes in der entsprechenden Höhenlage erbohrt, die wohl als randliche Äquivalente jenes Beckentones aufzufassen sind.

Auf der beiliegenden Karte wurde der Übersichtlichkeit wegen nur der nördlichste Teil des Bruckdorfer Beckentones eingetragen.

e. Oberer Glazialsand mit der Dehlitzer Endmoräne.

In der Gegend von Gottenz und Rabutz stellen sich nach oben hin zahlreiche Sandlinsen in der Grundmoräne ein, bis der Sand schließlich den Geschiebemergel völlig verdrängt und Sandflächen und -kuppen als Abschluß des gesamten Glazialdiluviums der Grundmoräne aufsitzen.

Auf Blatt Merseburg-Ost und Lützen bilden ausgedehnte Sand- und Schotterlager, die sich weit nach Sachsen hinein erstrecken, die Oberfläche. Diese Schotter und Sande weisen eine äußerst reiche Beimischung von Saalematerial auf, so daß zur Zeit ihrer Ablagerung wohl ein Kampf zwischen den Schmelzwassern des Eises und den Fluten der Saale stattgefunden haben mag. Der auf der geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen üblichen Bezeichnung „Decksand“ für diese Sand- und Schotterlager konnte ich mich nicht anschließen, weil die Sande und Schotter sicher nochmals von einer wenn auch nur wenig mächtigen Grundmoräne überlagert wurden, von der sich jetzt durch Handbohrung und in einzelnen Aufschlüssen allerdings nur spärliche Reste nachweisen lassen. Auch Stauchungserscheinungen in den obersten Partieen dieser Schotter sprechen für diese Auffassung.

Eine ähnliche Häufung von Sandeinlagerungen in den oberen Teilen der Grundmoräne wie bei Gottenz stellt sich wieder im südlichen Teile von Blatt Lützen in der weiteren Umgebung von Röcken ein. Den Abschluß dieser Ein- und Auflagerungen von Sand bildet eine echte Endmoräne, die sich nördlich der Dörfer Dehlitz, Rippach, Göhren, Sößwitz, Gostau, Starsiedel, also in ziemlich

rein west-östlicher Richtung hinzieht. Auf den sächsischen Blättern Zwenkau und Markranstaedt ist ihre Fortsetzung bereits früher als einheitlicher Sandzug ausgeschieden worden, ohne daß sie jedoch als Endmoräne ausdrücklich angesprochen wurde. Nur den letzten zu diesem Bogen gehörigen Hügel, den Sandberg bei Rückmarsdorf, hat bereits vor der Kartierung des betreffenden Gebietes H. Credner als endmoränenartige Bildung aufgefaßt. Dieser Endmoränenzug wurde von mir über Taucha bis in die Gegend von Eilenburg verfolgt.

f. Löß.

Der an und für sich nicht sehr scharf hervortretende Rücken der Dehlitzer Endmoräne wird stellenweise noch verhüllt durch die Anlagerung eines Lößstreifens, der den äußersten Süden meines Gebietes bedeckt. Die sehr scharfe Grenze dieses Lößgebietes gegen das völlig lößfreie nördliche Vorland zieht von Röcken über Öbles nach Spergau hin, um dann, in NW-Richtung weiterlaufend, bald mein Gebiet zu verlassen.

g. Rabutzer Beckenton.

Dicht am Nordostrand meines Gebietes ist in einer kaum über 1 km verfolgbaren schmalen Rinne wiederum ein Beckenton abgelagert, welcher in der Ziegeleigrube von Rabutz in einer Mächtigkeit von ca. 8 m aufgeschlossen war. Die leider jetzt ersoffene Grube lieferte früher zahlreiche im Museum des Mineralogischen Instituts zu Halle aufbewahrte tierische Reste, die wohl ein Beweis für die Interglazialnatur unseres Beckens sind.

Herr von Fritsch führt folgende kleine Fauna aus dem Tone an:

Sphaerium rivicola Lam.
Pisidium Heuslowianum Skepp. sp.
Bithynia tentaculata L. sp.
Valvata cristata Müll.
Cypris sp.
Leuciscus?
Ctenoidschuppen, *Gasterosteus?*
Rhinoceros Merckii (u. a. ein rechter Unterkieferast mit 3 Molaren und 2 Prämolaren).
Bison priscus.

In ganz vereinzelten Fällen wurden auch Pflanzenreste *(Myriophyllum?)* und kleine Stücke von vertorftem Holz gefunden.

Infolge der Unmöglichkeit, die einzelnen Grundmoränen im Handbohrer zu unterscheiden, konnte leider durch die Kartierung nicht völlig sicher festgestellt werden, ob der Rabutzer Becken-

ton in die untere oder obere Grundmoräne eingelagert ist, ob er also gleichaltrig oder jünger ist als die interglazialen Saaleschotter. Einige Tiefbohrungen, welche die Königliche Geologische Landesanstalt in diesem Frühjahr hier ausführen läßt, werden hoffentlich diese Frage endgültig klären.

5. Postglaziale Flußschotter.

a. Postglaziale Saaleschotter.

Nach dem endgültigen Rückzuge des Inlandeises erfolgt eine neue Flußverlegung. Die Saale schneidet sich ein Tal ein, welches größtenteils innerhalb des alten Tales der interglazialen Saale liegt. Die Aufschüttungen dieses Tales erlangen keine größere Mächtigkeit, wie die am besten erhaltenen Terrassenreste zwischen Wüsteneutsch und Kriegsdorf-Wallendorf beweisen. Wahrscheinlich gehört auch die Terrassenfläche zwischen Öglitsch und Klein-Corbetha, sowie die bei Wörmlitz der gleichen Altersstufe an.

b. Postglaziale Elsterschotter.

Auf Blatt Merseburg konnte ich ferner eine alte Elsterterrasse nachweisen, welche parallel dem heutigen Elstertale, also von Ost nach West verläuft. Aufschlüsse in dieser Terrasse liegen bei Dölkau und Göhren. Ihre Höhe korrespondiert im allgemeinen mit der der postglazialen Saaleterrasse.

Eine weitere postglaziale Elsterterrasse, welche etwas niedriger als die eben erwähnte liegt, zieht sich am rechten Ufer der heutigen Elster hin und ist namentlich bei Ermlitz und Döllnitz wohl ausgeprägt. Auf der Übersichtskarte wurden die postglazialen Saale- und Elsterterrassen nicht eingetragen.

6. Alluviale Saale und Elster.

Das gleiche Tal benutzt heute noch die Elster im letzten Abschnitt ihres Unterlaufes. Die Saale dagegen hat streckenweise eine nochmalige Verlegung nach Westen erfahren. In beiden Tälern läßt sich ein nur wenig höheres Altalluvium von dem jetzigen Talboden unterscheiden Das Gefälle des alluvialen Saaletales ist sehr flach und beträgt etwa 1 : 1600.

Nach diesen Beobachtungen läßt sich zur Zeit folgendes allgemeine Profil für mein Gebiet aufstellen:

1. Präglaziale Saaleschotter,
   a. obere Terrasse,
   b. untere Terrasse.
2. Unteres Glazialdiluvium,
   a. Dehlitzer Bänderton,

b. untere Grundmoräne,
c. unterer Glazialsand.

3. Interglaziale Saaleschotter,
   a. obere Terrasse (Möritzscher Schotter?),
   b. untere Terrasse (Hauptterrasse).

4. Oberes Glazialdiluvium,
   a. Kriechauer Bänderton,
   b. Basalschotter,
   c. obere Grundmoräne,
   d. Bruckdorfer Bänderton,
   e. oberer Glazialsand mit der Dehlitzer Endmoräne,
   f. Löß.

5. Postglaziale fluviatile Ablagerungen,
   Saaleschotter, Elsterschotter.

6. Alluviale fluviatile Ablagerungen,
   a. Altalluvium der Saale und Elster,
   b. Alluvium der Saale und Elster.

Eines der Hauptergebnisse meiner Aufnahmen ist also der erste sichere Nachweis eines wohlgegliederten Glazialdiluviums, welches älter als unser interglazialer Saaleschotter ist. Dieses untere Diluvium wurde nicht nur in einzelnen spärlichen Residuen angetroffen, sondern konnte kartographisch an den verschiedensten Stellen kilometerweit verfolgt und gegen das jüngere Glazialdiluvium sicher abgegrenzt werden.

Das ältere und jüngere Glazialdiluvium entspricht zwei verschiedenen Eiszeiten; die beide Ablagerungen trennenden Saaleschotter möchte ich aus den folgenden Gründen als Interglazialbildungen ansprechen. Nach dem Schwinden des ersten Inlandeises erodierte die Saale ein ca. 20 m tiefes Tal und lagerte in diesem fast 10 m mächtige Schotter ab. Sie vollbrachte also eine größere sowohl erodierende wie akkumulierende Arbeit, als die postglaziale und alluviale Saale bis jetzt verrichtet hat. Da wir aber keinen sicheren Grund zu der Annahme haben, daß damals bedeutend größere Wassermengen in unserer Gegend zirkulierten, so brauchte die interglaziale Saale zu ihrer Erosions- und Akkumulationsarbeit wohl ungefähr die gleiche Zeit, wie seit dem endgültigen Rückgange des Eises bis heute verflossen ist. Während dieser langen Zeit muß aber auch ein weites Gebiet nördlich von unserer Gegend eisfrei gewesen sein, denn um in einer absolut ebenen Gegend ein so tiefes Tal einzuschneiden und darin eine 10 m mächtige Lage grober Schotter aufzuwerfen, bedurfte die Saale eines langen Unterlaufes. Das gleiche gilt natürlich von allen entsprechenden Flüssen Sachsens und Thüringens. Dazu kommen

noch faunistische Gründe, welche später ausführlich erörtert werden sollen.

Augenblicklich ist dagegen nicht sicher zu entscheiden, ob das obere Glazialdiluvium einer einheitlichen Eiszeit angehört, die nur größere Oszillationen aufweist (Bruckdorfer Beckenton), ob also das Becken von Rabutz gleichaltrig ist mit den glazialen Saaleschottern, oder ob es eine jüngere Interglazialzeit repräsentiert. Erst wenn diese Frage entschieden ist, soll auch der Versuch gemacht werden, unser Diluvium mit dem der benachbarten Gegenden zu parallelisieren, sowie die naheliegende Entscheidung über das Alter unserer Grundmoränen getroffen werden. Ist das „obere Glazialdiluvium“ eine einheitliche Bildung, so entspricht es wohl den gleichnamigen Bildungen Norddeutschlands, also den Ablagerungen der letzten Eiszeit, wenn auch der exakte Beweis hierfür natürlich nur durch die beide Gebiete verbindende Spezialkartierung erbracht werden kann.

Ein Blick auf die beigefügte Kartenskizze zeigt, daß die Entwicklung der Saale von einer doppelten Tendenz beherrscht wird. Einmal verlegt sich das Tal von Osten nach Westen, und sodann schneidet es sich immer tiefer ein. Letzteres erfolgt jedoch intermittierend, immer unterbrochen durch Perioden der Akkumulation. Von dem ersten Einschneiden des älteren präglazialen Saaletales an bis zur Jetztzeit konnten wir einen fünfmaligen Wechsel von Erosion und Akkumulation nachweisen.

Die Ursache dieser Erscheinung kann nicht ausschließlich in der Stauwirkung des herannahenden Eises oder in regelmäßig wechselnden klimatischen Bedingungen (vermehrte Niederschläge beim Beginn der Eiszeiten etc.) gesucht werden; denn obwohl diese Faktoren mitgewirkt haben mögen, besitzen sie doch nur für die eigentlichen Eiszeiten Gültigkeit. Der regelmäßige Wechsel der Erosion und Akkumulation setzt aber bereits vor den Eiszeiten ein und überdauert sie bis in die Jetztzeit. Die Ursachen müssen daher weit allgemeinerer Art sein. Sie können hier nur angedeutet werden. Wie später ausführlich nachgewiesen werden soll, bietet uns einen Anhalt für die Erklärung dieses Wechsels das Gefälle der verschiedenen Terrassen. Dies betrug bei der präglazialen Terrasse 1 : 800, bei der interglazialen 1 : 1200, bei der alluvialen 1 : 1600. Verschiedene Gründe sprechen dafür, daß diese Gefälleverschiedenheiten sekundärer Natur sind, hervorgerufen durch säkulare Senkungen des Vorlandes, bezw. Schollenbewegungen, welchen die älteste Terrasse am längsten ausgesetzt war, weshalb sie am steilsten aufgerichtet ist. Sowie die Steigung den Tales einen bestimmten Wert erlangt hatte, setzte die Erosios ein und hielt an, bis für die Gegend die Grenze der Erosions

arbeit erreicht war, worauf die Akkumulation erfolgte. Durch die fortschreitende Bodenbewegung wurde das Gefälle wieder vermehrt, weshalb die Akkumulation abermals von der Erosion abgelöst wurde, bis diese, schneller als die säkulare Bewegung arbeitend, wieder am Ende ihrer Tätigkeit angekommen war und in Akkumulation überging.

II. Das Gebiet links der Saale.

Von W. Weissermel.

Nachdem Herr Siegert die für unser Gebiet gemeinsam gültigen Verhältnisse geschildert und die besonderen seines engeren Arbeitsgebiets dargelegt hat, kann ich mich darauf beschränken, die Erscheinungen meines Beobachtungsbezirks, so weit sie abweichende Verhältnisse oder neues Beobachtungsmaterial ergeben, kurz zu charakterisieren und auch meinerseits aus den beobachteten Tatsachen die Schlüsse zu ziehen, wobei sich in allen wesentlichen Punkten Übereinstimmung unserer zum Teil auf verschiedener Tatsachengrundlage gewonnenen Resultate ergeben wird.

Beginnen wir mit dem Fluviatildiluvium, so habe ich der allgemeinen Schilderung, besonders der petrographischen Charakterisierung der Saalekiese nichts hinzuzufügen, kann mich daher auf wenige Angaben über den Verlauf der Schotterzüge beschränken.

Präglaziale Saaleschotter.

Präglaziale Saalekiese treten in meinem Arbeitsgebiet nur an wenigen Punkten auf, bei Markwerben und unterhalb Weißenfels, in letzterem Falle abweichend durch die Abwesenheit von Muschelkalk; diese wenigen Vorkommen sind aber deshalb von Bedeutung, weil sie in der Höhenlage vermitteln zwischen dem von Wüst beschriebenen Schotterlager von Goseck, das zu Wagners älterer Präglazial-Terrasse gehört, und den höheren Präglazial-Schottern des Herrn Siegert. Eine Vertretung der niederen Terrasse ist hier nicht sicher nachzuweisen.

Interglaziale Flußschotter.

Sehr viel besser und reicher entwickelt sind in meinem Beobachtungsgebiet die interglazialen Saaleschotter.

Ihre wohlentwickelte Terrasse schließt sich im allgemeinen dem heutigen Tallaufe an. Dieses letztere Verhalten erleidet aber auch einige Ausnahmen, indem diese Schotter sich eigene Wege in heute toten Talstücken suchen. Ein solches altes Saaletal verläuft, durch spätere Ausfüllung mit Glazialdiluvium und Löß allerdings

stark verschleiert, von Gr. Jena (Blatt Naumburg) über Markröhlitz nach Uichteritz und vereinigt sich hier mit einem andern, anscheinend gleichzeitig benutzten, dem das alluviale Tal zwischen Naumburg und Uichteritz gefolgt ist.

Bei Weißenfels bilden unsere Schotter eine sehr klar entwickelte Terrasse zu beiden Seiten der heutigen Saale; sie ziehen dann, wiederum unter Abweichung vom heutigen Tal, zunächst unter Glazialdiluvium und Löß verschwindend, westlich von Burgwerben nach Kriechau-Schkortleben zu. Bei Merseburg bilden sie, zusammen mit den sogleich zu besprechenden Unstrutschottern, eine sehr ausgedehnte Terrasse, teilweise von Glazialdiluvium und Löß verhüllt. Zwischen Merseburg und Schkopau verlassen unsere Schotter das linke Saaleufer, um dann, in erheblicher östlicher Abweichung vom heutigen Tale, östlich von Halle über Bruckdorf-Reideburg zu verlaufen, hier unter mächtiger werdendem Glazialdiluvium verschwindend.

Außer der Saale hat noch ein anderer Fluß gleichaltrige Schotter in meinem Gebiete hinterlassen, und zwar die Unstrut. v. Fritsch erkannte, daß dieser heute bei Naumburg in die Saale mündende Fluß in diluvialer Zeit bei Freyburg nach NO abbog und über Größt-Leiha nach Merseburg zu verlief. Er schloß das aus den Geländeformen des heute noch wohlerhaltenen Tales und sah Ablagerungen dieses Laufes in dem von nordischem Material noch freien Melanopsen-Kies von Zeuchfeld, ein Vorkommen, das bisher das einzige seiner Art in diesem Gebiet geblieben ist. Im Unterlauf dieses Tales, im heutigen Talgebiet des Geisel-Baches, finden sich nun mächtige Kiese, die, am besten aufgeschlossen im Tagebau Körbisdorf, charakterisiert und von den glazialen Saalekiesen unterschieden werden dadurch, daß sie ganz vorwiegend aus Muschelkalkgeröllen bestehen, die bis zu $^3/_4$ des Gesamtmaterials liefern, bei ziemlich reichlicher Führung von nordischem Material. Quarz tritt gegenüber dem Muschelkalk sehr zurück, dazu kommt Kieselschiefer, etwas Buntsandstein, kleine Porphyrgerölle, die wegen ihrer Kleinheit meist schwer zu bestimmen sind, und ganz vereinzelte kleine Schiefergesteinsbrocken. Im oberen Geiseltale finden diese mächtigen Kiese keine Fortsetzung. Nur in einige kleinere Schluchten des Muschelkalkplateaus südlich Mücheln gehen sie hinein, ohne daß aber diese die Masse des 6 m mächtigen Körbisdorfer Schotters zu liefern vermöchten. Dagegen zieht dieser sich in das durch v. Fritsch erkannte alte Unstruttal hinein, hier allerdings bald unter sehr mächtiger Lößbedeckung verschwindend. Die Hauptmasse dieser Schotter kann also wohl nur durch dieses Tal gekommen sein, und tatsächlich zeigt die mächtige Kiesbarre, die bei Schleberoda (Blatt

Freyburg a. U.) dasselbe heute abdämmt, durchaus dieselbe Zusammensetzung. Bei Merseburg läuft dieser Unstrutschotter mit dem interglazialen Saalekies in eine einheitliche breite Terrasse zusammen; an der Gleichaltrigkeit beider kann also kein Zweifel sein. Und zwar legt sich an der Mündungsstelle der Saaleschotter auf den der Unstrut auf, es hat hier also zuletzt eine Zurückdrängung des letzteren Flußes stattgefunden.

Die stratigraphische Stellung des Fluviatildiluviums ist in meinem Gebiet durchaus die gleiche wie in dem des Herrn Siegert. Die Überlagerung der Saale- wie der Unstrutschotter mit nordischem Material durch Geschiebemergel, und zwar den in unserem Gebiet oberflächenbildenden Geschiebemergel, ist in verschiedenen Aufschlüssen in unzweifelhaftester Weise zu beobachten, sie ergibt sich ferner an unzähligen Stellen durch die Kartierung. Im Liegenden der alten Flußschotter ist in meinem Gebiet Geschiebemergel selbst nicht zu beobachten, wohl aber finden sich an der Basis der Schotter an mehreren Stellen große Blöcke (bei Weißenfels einer mit 4 qm Grundfläche), die nur als Rest einer Grundmoräne gedeutet werden können. Wir dürfen also auch in dem nordischen Material des Schotters Reste einer zerstörten älteren Grundmoräne sehen.

Eine für die Deutung unserer Flußschotter mit nordischem Material wichtige Tatsache ist die Fossilführung derselben. Konchylien waren bisher aus diesen Schottern nur von einer Stelle bekannt: von Uichteritz hat Wüst eine ziemlich reiche, vorwiegend aus Schnecken bestehende Fauna beschrieben, ohne die Fundstelle auf einen bestimmten Schotterzug zu beziehen. Der Uichteritzer Kies gehört unzweifelhaft zu der hier geschilderten Terrasse, und in dieser, wie in den äquivalenten Unstrutschottern, konnte ich noch an einer ganzen Reihe von anderen Punkten, im ganzen an 13 Stellen, von Uichteritz bis über Merseburg hinaus, Konchylien nachweisen, meist nur vereinzelt, zuweilen aber auch in reicheren nesterartigen Vorkommen. Der reichste Fundort ist der Tagebau von Körbisdorf, und dieser ist besonders bemerkenswert durch das häufige Vorkommen von *Corbicula fluminalis*, einer Muschel, die hier nicht nur in so großer Zahl, sondern auch in so guter Erhaltung auftritt, daß wohl sicher primäre Lagerstätte für sie angenommen werden muß. Außer Konchylien kommen in den interglazialen Saale- und Unstrutkiesen nicht selten Wirbeltierreste vor; der reichste Fundort ist wiederum Körbisdorf. Die hier gemachten Funde gehören nach Bestimmung von Herrn Dr. Schroeder einer Fauna von rixdorfer Typus an (*Elephas primigenius, Rhinozeros tichorhinus*). Bei Uichteritz sind im Laufe der Zeit mehrere

anscheinend zu einem Individuum gehörige, also wohl auf primärer Lagerstätte befindliche Zähne von *Elephas antiquus* (nach Bestimmung von Herrn Schroeder; Wüst stellte den zuerst gefundenen Zahn zu *E. Trogontherii*) gefunden, ein Fund der deshalb besonders bemerkenswert ist, weil er in derselben Terrasse liegt wie die rixdorfer Fauna von Körbisdorf.

Unsere Saale- und Unstrutkiese mit nordischem Material werden also, um die Tatsachen kurz zusammenzufassen, unterlagert von Grundmoränenmaterial, überlagert vom Oberflächengeschiebemergel; sie führen selbst nordisches Material; sie enthalten eine Fauna von Konchylien und von Wirbeltieren, vorwiegend der rixdorfer Tiergesellschaft.

Die genetische Deutung dieser Verhältnisse gipfelt in der Frage: Entspricht die Ablagerung dieser Flußkiese einer Interglazialzeit mit wärmerem Klima, die unterlagernde und überlagernde Grundmoräne je einer gesonderten Eiszeit, oder kann die Einschaltung des Fluviatildiluviums zwischen Grundmoränen durch Annahme einer größeren Oszillation erklärt werden? Ich glaube diese Frage nur im ersteren Sinne beantworten zu können. Außer der von Herrn Siegert gegebenen Erwägung, daß die Ablagerung dieser Schotterzüge, die mit gleichmäßigem Gefälle (nicht gestaut) von oberhalb Jena bis nach Halle nachgewiesen sind, einen langen Unterlauf, also ein sehr erhebliches Zurückweichen des Eisrandes, erfordert, spricht die mindestens teilweise auf primärer Lagerstätte befindliche Fauna (zweiklappig erhaltene Zweischaler, massenhaft und vorzüglich erhaltene *Corbicula fluminalis*, zusammenhängende Skeletteile von Säugetieren), wenn auch die Bearbeitung der Konchylien noch nicht abgeschlossen ist, entschieden dafür, daß die Ablagerung der Schotter bei gemäßigtem Klima begann (*Corbicula fluminalis*, *Elephas antiquus*), wenn sie auch bis zum erneuten Hereinbrechen des Eises in unsere Gegend andauerte.

Jüngeres Glazialdiluvium.

Das Glazialdiluvium, welches diese demnach als interglazial zu bezeichnenden Flußschotter überlagert, verhält sich in meinem Gebiete wesentlich einheitlich und läßt eine weitere stratigraphische Gliederung nicht zu, vielleicht mit einer sogleich zu besprechenden Ausnahme.

Als liegendstes Glied findet sich an vielen Stellen ein wenig (0,3, selten bis 0,5 m) mächtiger Bänderton; nirgends aber ist dieser in größerer horizontaler Erstreckung erhalten, meist ist er durch das Inlandeis zerstört und in die Grundmoräne aufgearbeitet. Dieser Unterschied zwischen meinem Arbeitsgebiet

und dem des Herrn Siegert, in dem sich Tone auf große Erstreckung in regelmäßiger Lagerung feststellen ließen, erklärt sich leicht dadurch, daß dieses Gebiet vorwiegend breite altdiluviale Flußtäler umfaßt, in denen einmal Tone in größerer Mächtigkeit abgelagert wurden, andererseits das Eis geringere Erosionswirkung ausübte als auf den begrenzenden Ufergebieten, wie sie der größte Teil meines Arbeitsgebietes darstellt.

v. Fritsch glaubte in den Ablagerungen vom Borntal bei Zeuchfeld, die den erwähnten Melanopsen-Kies überlagern, Grundmoränen zweier Vereisungen mit einer trennenden Interglazialbildung zu erkennen. Aufgrabungen und tiefere Bohrungen, die ich in besonderem dienstlichen Auftrage an diesem wichtigen Profil ausführte, ergaben aber, daß das „Schneckenriet“ zwar überlagert wird von Geschiebemergel, daß die unterlagernden Schichten aber nicht als Grundmoräne angesprochen werden können. Es dürfte damit dieses Profil seine Beweiskraft für eine zweimalige Vereisung unseres Gebietes verlieren.

Im östlichen der beiden Tagebaue bei Eisdorf, westlich Halle, lassen sich, trotz recht gestörter Lagerung, zwei Grundmoränenlager mit zwischengeschalteten Sanden unterscheiden, es fehlt aber bisher jeder durch Fossilien oder andere Erscheinungen gegebene Anhalt für die Annahme, daß es sich bei dieser lokalen Erscheinung um Grundmoränen verschiedener Vereisungen handele.

Sonst lassen die zahlreichen und guten Aufschlüsse des Gebiets zwar einen häufigen faziellen Wechsel von Geschiebemergel und Sand erkennen, lassen aber eine Unterscheidung verschiedener Grundmoränen nicht zu.

Eine Ausnahme macht nur die Gegend von Dörstewitz. Hier schaltet sich im südlichen Teile des Tagebaus und in zwei benachbarten Kiesgruben zwischen zwei auch petrographisch verschiedene Geschiebemergelbänke eine wenig mächtige Sand- und Kiesschicht ein, die neben einigen früher gefundenen Wirbeltierresten eine kleine Schneckenfauna lieferte. Die große Mehrzahl der von mir gefundenen Exemplare gehört nach freundlicher Bestimmung von Herrn Dr. Menzel zu *Succinea Schuhmacheri* Andr., einer Art, die von Wüst besonders im Unstrutgebiet in Gesellschaft relativ kälteliebender Formen mehrfach nachgewiesen ist. Genauere Untersuchung der wenigen sonst noch gefundenen Formen steht noch aus. So lange diese räumlich sehr beschränkte Einschiebung fossilführenden Sandes zwischen zwei Geschiebemergelbänken ohne Analogon bleibt, zwingt sie bei der Armut der Fauna meines Erachtens nicht zur Annahme eines weiteren Interglazials, sondern kann durch eine Oszillation erklärt werden. Sollte an einer

anderen Stelle (Rabuz?) der Beweis erbracht werden, daß das jüngere Glazialdiluvium unseres Gebiets (über den interglazialen Flußschottern) doch Ablagerungen zweier Eiszeiten enthalte, so müßte die Deutung des Dörstewitzer Vorkommens einer nochmaligen Prüfung unterzogen werden.

Eine Parallelisierung unseres Oberflächengeschiebemergels (dessen Einheitlichkeit nach dem eben gesagten jedoch noch nicht feststeht) mit einer der beiden norddeutschen Grundmoränen muß zur Zeit abgelehnt werden, da bis jetzt jeder tatsächliche Anhalt für eine solche fehlt. Der norddeutsche Obere Geschiebemergel ist zur Zeit nachgewiesen bis zur Elbe. Ob er diese in den für unser Gebiet nächstliegenden Gegenden nach Süden überschreitet, steht noch zur Debatte. Die Möglichkeit, daß dies der Fall sei, und daß unser Oberflächengeschiebemergel dem norddeutschen Oberen entspräche, erscheint gegeben, doch kann nur ein Anschluß der Kartierung unseres Gebiets an solche, in denen die Stellung der Oberflächengrundmoräne bereits feststeht, diese Frage wirklich lösen und damit auch das Alter der andern Glieder unseres Diluviums (interglaziale Flußschotter, liegendes Glazialdiluvium) klarstellen.

Bezüglich näherer Begründung unserer Schlüsse muß ich auf unsere demnächst im Jahrbuch der Kgl. geol. L.-A. erscheinende ausführliche Arbeit verweisen.

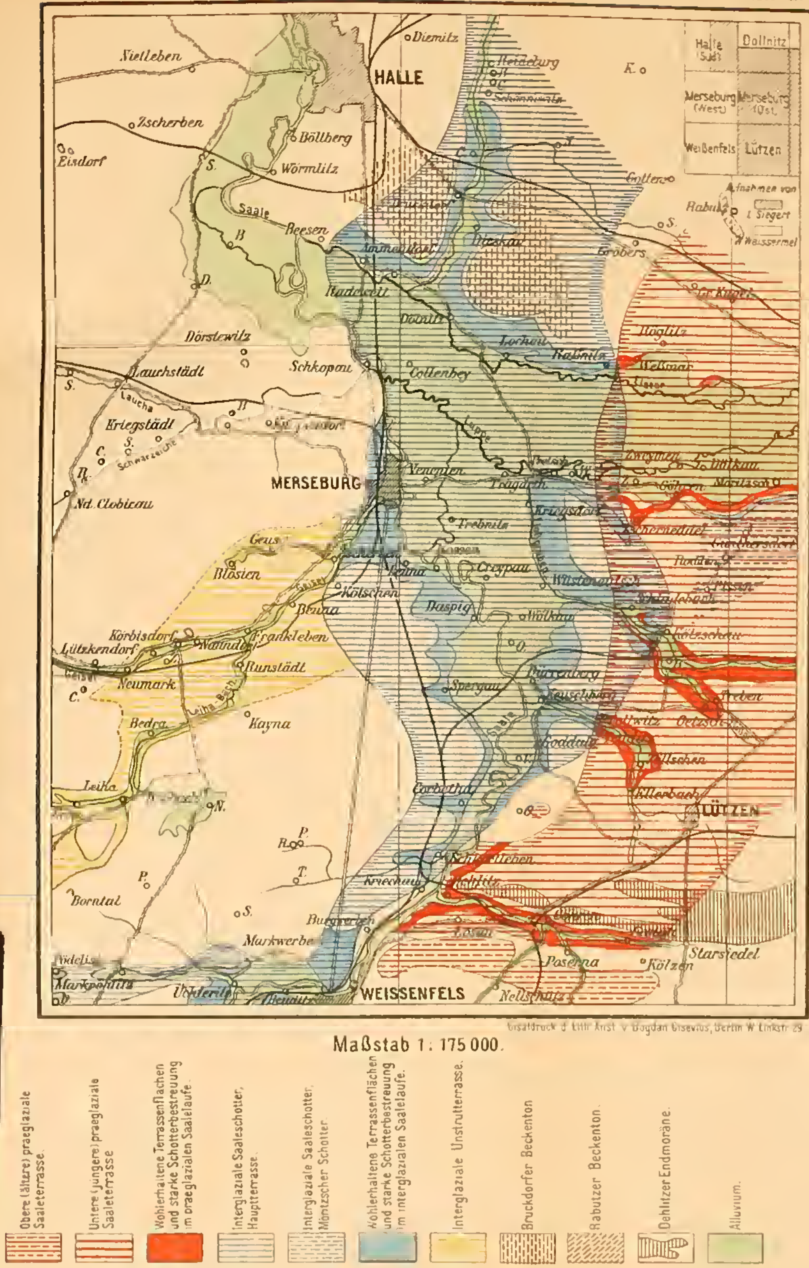
An der Diskussion beteiligten sich Herr Naumann und Herr Siegert.

Hiernach wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.
Beyschlag, Gagel, Kühn.

Berichtigung zu der in der Januarsitzung gemachten Mitteilung über den Cancrinit. (Monatsberichte 1906 S. 1.)

Neuere Beobachtungen an weiterem Material haben so wesentliche Bedenken an der zutreffenden Bestimmung der kleinen Kristalle als Cancrinit ergeben, daß ich die darauf bezüglichen Angaben zurücknehme. L. Finckh.


HALLE
Diemitz
Nietleben
Zscherben
Eisdorf
Böllberg
Wörmlitz
Saale
Beesen
Ammendorf
Radewell
Döllnitz
Dörstewitz
Lauchstädt
Schkopau
Collenberg
Lochau
Rabnitz
Kriegstädt
Schwarzeiche
MERSEBURG
Nd. Clobicau
Trebnitz
Tragarth
Kriegsdorf
Geus
Blösien
Kölschen
Leuna
Daspig
Wölkau
Körbisdorf
Lützkendorf
Naundorf
Frankleben
Runstädt
Geisel
Neumark
Bedra
Kayna
Leiha
Dürrenberg
Spergau
Keuschberg
Goddula
Corbetha
Kriechau
Borntal
Markwerben
Burgwerben
Uichteritz
Markröhlitz
WEISSENFELS
Posenna
Kölzen
Starsiedel
Nellschütz
Dehlitz
Gr. Kugel
Röglitz
Wallendorf
Rodden
Lössen
Kötzschau
Treben
Oetzsch
Ellerbach
LÜTZEN
Gröbers
Rabutz
Halle (Süd)
Dollnitz
Merseburg (West)
Merseburg (Ost)
Weißenfels
Lützen
Aufnahmen von
L. Siegert
W. Weissermel
Gisaldruck d. Lith. Anst. v. Bogdan Gisevius, Berlin W. Linkstr. 29
Maßstab 1 : 175 000.
Obere (ältere) praeglaziale Saaleterrasse.
Untere (jüngere) praeglaziale Saaleterrasse
Wohlerhaltene Terrassenflächen und starke Schotterbestreuung im praeglazialen Saaleläufe.
Interglaziale Saaleschotter, Hauptterrasse.
Interglaziale Saaleschotter, Möritzscher Schotter.
Wohlerhaltene Terrassenflächen und starke Schotterbestreuung im interglazialen Saaleläufe.
Interglaziale Unstrutterrasse.
Bruckdorfer Beckenton.
Rabutzer Beckenton.
Dehlitzer Endmoräne.
Alluvium.

Briefliche Mitteilungen.

3. Über die Schreibweise der Wörter „varistisch“ und „Rät“.

Von Herrn E. Zimmermann.

Berlin, den 20. Februar 1906.

Von der Deutschen geologischen Gesellschaft in den vom Verein Deutscher Ingenieure einberufenen Ausschuß gewählt, der die Rechtschreibung von bisher in ihrer Schreibung schwankenden Fremdwörtern feststellen sollte, hatte ich mich auch mit den beiden Wörtern „varistisch“ und „Rät“ zu befassen.

Das erstgenannte Wort ist bekanntlich von E. Suess[1]) aufgestellt worden, für jene Deutschland durchziehende paläozoische Faltung, die im Vogtland, mit der alten Hauptstadt Hof, ihren Mittelpunkt habe. Suess gebraucht hier nebeneinander die Wörter „Land der Varisker“, „Curia Variscorum“ und „variscisch“ in den hier angegebenen Schreibweisen.

Nach ihm hat F. Frech das Wort öfter gebraucht und dabei die Schreibung varistisch angewandt.

Endlich schreibt neuerdings C. Regelmann[2]) immer „variskisch“.

Um eine richtige und einheitliche Schreibung herbeizuführen, habe ich mich mit dem Hauptredakteur obengenannten Fremdwörterverzeichnisses Herrn Dr. Hubert Jansen und dieser sich wieder mit dem Altphilologen Herrn Professor Dr. Franz Harder (beide zu Berlin) in Verbindung gesetzt. Letzterer hatte die Liebenswürdigkeit, mir eine ausführliche philologische Erörterung mitzuteilen, für die ich ihm auch an dieser Stelle bestens danke, die ich aber, weil für die Geologen zu weitgehend, hier nicht mit anbringe.

Nach Herrn Harders Ausführungen kommt nicht bloß die Schreibung mit sc oder mit st in Frage, sondern auch, ob der Anfangsbuchstabe V oder N gelautet habe, und der genannte Gelehrte schließt seine Ausführungen mit dem Satze, daß für sc nur wenig, für st fast alles spreche, daß aber über die Frage des Anlautes wohl keine sichere Entscheidung getroffen werden könne. (Varisti bedeutet „die Zaghaftesten“, Naristi „die Mannhaftesten“.)

---

[1]) Antlitz der Erde, II, S. 131.

[2]) Diese Zeitschr., Monatsber. 1905, Nr. 9, S. *300*.

Danach dürfte es sich für uns Geologen, unter Anerkennung der Zuständigkeit der Philologen in solchen Fragen, wohl empfehlen, die Schreibweise varistisch allgemein anzunehmen. —

Was die Schreibung des Etymons des Wortes Rät betrifft, so ist nach der gefälligen Mitteilung desselben Herrn Harder diejenige ohne h, also Raeti, Raetia, die der besten Handschriften und Inschriften. Diese Schreibweise hat, wie nebenbei bemerkt sei, die Gesellschaft für Erdkunde in ihren Veröffentlichungen schon angenommen, z. B. bei Rätien, Rätier, Rätoromane u. s. w. Wenn uns nun auch die Schreibart Rhät, rhätisch bisher geläufiger war und die Franzosen sie in ihrem Worte rhétien auch jetzt noch haben, so darf beides kein Grund sein, das richtigere: Rät, rätisch, ohne h, anzunehmen. Haben wir uns ja doch auch schon so an die Schreibung Röt gewöhnt, daß sie nur wenigen noch auffällt.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 3. **1906.**

3. Protokoll der März-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 7. März 1906.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der Februar-Sitzung wurde vorgelesen und genehmigt.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt.

Derwies, Vera de: Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk. 8°. Genève 1905.

Goldschmidt, V.: Glühverlust als mineralogisches Kennzeichen. S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1906. **1.**

Hagström, O: *Holstia splendens* n. g. e. n. sp. S.-A. a. Geol. fören. förhandl. **28.** 1.

Heim, Albert: Geologische Nachlese 15: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. S.-A. a. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich. **51.** 1906.

Hermann, P: Über Anglesit von Monteponi. Diss. Rostock. 8°. Leipzig 1904.

—: Apalit von Rautenkranz im Erzgebirge. S.-A. a. Centralbl. f. Min. 1904, 14.

—: Über den Doppelgang bei Schriesheim im Odenwald. S.-A. a. Ebenda 1904, 20.

— und Goldschmidt, V.: Glühverlust der Zeolithe als deren mineralogisches Kennzeichen. S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1906. **1.**

Holst, N. O.: De senglaciala lagren vid Toppeladugård. S.-A. a. Geol. fören. förhandl. **28.** 1.

Icke, H. und Martin K.: Die Silatgruppe, Brack- und Süßwasserbildungen der Oberen Kreide von Borneo. S.-A. a. Sammlungen d. Geol. Reichs-Museums in Leiden. (1) VIII. 1906.

Koehne, W.: Verzeichnis der geologischen Literatur über die Fränkische Alb und der für deren Versteinerungskunde und Geologie wichtigsten Literatur aus anderen Gebieten. T. 1. S.-A. a. Abhandlungen d. Naturh. Gesellsch. Nürnberg. **15.** 3. 1906.

Koert: Über die Wasserverhältnisse im südlichen Togo [und anderes]. Mitteilungen a. d. Deutschen Schutzgebieten. **18.** 4. 1905.

Krause, G: Einige Bemerkungen zum Artikel Prof. H. Potoniés: Zur Frage nach den Urmaterialien der Petrolea. S.-A. a. Chemiker-Zeitung. **30.** 3. 1906.

Linstow, O. v.: Über Triasgeschiebe. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. f. 1900. Berlin 1901.
—: Über jungglaziale Feinsande des Fläming. S.-A. a. Ebenda f. 1902. **23**. 2. Berlin 1903.
—: Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. S.-A. a. Ebenda f. 1904. **25**. 2. Berlin 1904.
—: Die organischen Reste der Trias von Lüneburg. S.-A. a. Ebenda f. 1903. **24**. 2. Berlin 1904.
—: Die Tertiärablagerungen im Reinhardswalde bei Cassel. S.-A. a. Ebenda f. 1898. Berlin 1899.
—: Neue Beobachtungen an dem Fläming und seinem südwestlich gelegenen Vorlande. S.-A. Diese Zeitschr. **56**. 1904. Berlin 1906.
—: Die Grundwasserverhältnisse zwischen Mulde und Elbe südlich Dessau und die praktische Bedeutung derartiger Untersuchungen. S.-A. a. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1905.
—: Bemerkungen über die Echtheit eines in Pommern gefundenen Triasgeschiebes. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. **23**. 3. 1902.
Schmeisser: Über geologische Untersuchungen und die Entwickelung des Bergbaus in den Deutschen Schutzgebieten. S.-A. a. Verhandlungen des deutschen Kolonialkongresses 1905.
Sollas, W. J.: The age of the earth. 8°. London 1905.
Steinmann, G.: Die paläolithische Renntierstation von Munzingen am Tuniberge bei Freiburg i. Br. S.-A. a. Berichte d. Naturf. Gesellsch. z. Freiburg i. Br. **16**. Freiburg i. Br. 1906.
Stutzer, O: Die Eisenerzlagerstätten bei Kiruna. S.-A. a. Zeitschrift f. prakt. Geologie **14**. 1906.
—: Die „Weiße Erden Zeche St. Andreas" bei Aue. S.-A. a. Ebenda **13**. 1905.
Uhlig, V: Einige Bemerkungen über die Ammonitengattung *Hoplites* Neumayr. S.-A. a. Sitzungsberichte d. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-nat. Klasse **114**. Abt. 1. Wien 1905.
Verbeek, R. D. M.: Description géologique de l'île d'Ambon. [Nebst] Atlas. Édition franç. du Jaarboek van het mijnwezen in Nederl. Oost-Indie. **34**. 1905. Batavia 1905.

Außerdem wurden von Herrn Jaekel 61 Sonderabdrücke seiner Arbeiten als Geschenk überwiesen. Die einzelnen Titel werden in dem Literaturverzeichnis für 1906 am Schlusse dieses Jahrgangs aufgeführt werden.

Herr **Bode** sprach über **Oberdevon am Oberharzer Diabaszuge.**

Um die Kenntnis der Alters- und Lagerungsverhältnisse der Schichten am sogenannten Oberharzer Diabaszuge, jener etwa 1 bis 2 km breiten Überschiebungszone vorwiegend devonischer Gesteine, die von Osterode bis fast nach Harzburg den Oberharz durchzieht, haben sich besonders Roemer, v. Groddeck und Lossen verdient gemacht. In neuerer Zeit hat M. Koch durch seine geologische Karte im Maßstab 1: 25000 und die ihr beigegebenen Profile die Lagerungsverhältnisse im einzelnen klar gestellt.

Adolf Roemer hatte schon 1850 die sogenannte Blattersteinzone mit ihren Kalk- und Eisensteinlagern als Oberes Mitteldevon erkannt. Die in ihrem Hangenden auftretenden roten Tonschiefer deutete M. Koch 1889 als Cypridinenschiefer. Er beobachtete aber gleichzeitig, daß sich an einigen Punkten zwischen Blattersteinzone und Cypridinenschiefer dunkle Tonschiefer einschieben, welche nach L. Beushausen[1]) wegen einer darin auftretenden vielrippigen Form von *Liorhynchus* und ihrer petrographischen Ähnlichkeit mit den entsprechenden Sedimenten des nördlichen Oberharzes als Büdesheimer Schiefer anzusehen sind.

Im vorigen Sommer stieß der Vortragende bei Geländebegehungen, die zur Herausgabe des Blattes Osterode unternommen wurden, am Clausberge bei Buntenbock auf eine alte Schachtpinge, an deren Halde sich zahlreiche Stücke eines teils fein, teils grobkristallinisch-körnigen Kalkes vorfanden. Der Kalk enthielt in einzelnen Stücken zahlreiche Versteinerungen, es gelang aber nur wenige von den Goniatiten herauszupräparieren. Wenigstens ein, wenn auch nur kleines Exemplar konnte als *Gephyroceras intumescens* Beyr., mehrere andere konnten als *Tornoceras retrorsum* v. B. bestimmt werden. Das Vorkommen von *Tentaculites tenuicinctus* A. Roem. und *Eutomis nitida* A. Roem. und das häufige Auftreten der *Buchiola palmata* Gf. weisen ebenso wie die Goniatiten darauf hin, daß es sich um Ammonitidenkalke des unteren Oberdevons handelt. Außerdem fanden sich Orthoceraten und einige Zweischaler, zu deren sicheren Bestimmung sich noch keine Gelegenheit bot und deren schlechte Erhaltung diese auch erschwert.

Allem Anschein nach handelt es sich um Kalkbänke, die mit Schiefern wechseln. Die petrographische Beschaffenheit ist also sehr ähnlich wie bei den Vorkommnissen von Adorfer Kalk im nordwestlichen Oberharze, doch wurde von den sonst so charakteristischen Kellwasserkalke hier bisher nichts beobachtet.

Eine ganz abweichende Ausbildung zeigten dagegen die Clymenienschichten, welche sich auch in Spuren an der Halde fanden. Diese sind nicht wie sonst im Harze als Kalkbänke oder Knotenkalke entwickelt, sondern bestehen aus grünlichen und grauen glimmerführenden Tonschiefern. Das Gestein ist von den tieferen Cypridinenschiefern wohl zu unterscheiden, auch finden sich nirgends Cypridinen darin.

---

[1]) Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abhandl. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. H. 30. S. 152.

Von den an der Halde liegenden Schiefermassen sind nur wenige Stücke fossilführend. Der Fossilgehalt scheint also an bestimmte Lagen gebunden zu sein. Er besteht in flach gedrückten Exemplaren von Clymenien und Goniatiten, die nur z. T. und schlecht die Lobenlinie erkennen lassen und sich zumeist als der *Clymenia undulata* Münst. und *striata* Münst. zugehörig erweisen. Daneben wurden auch Clymenien mit komplizierterer Lobenlinie beobachtet, deren sichere Bestimmung zwar unmöglich ist, die aber auf das Vorhandensein der höheren Clymenienschichten hinzudeuten scheinen. Außer den Cephalopoden fanden sich noch *Discina, Posidonia venusta* Münst. und mehrere andere Bivalven, die noch der Bestimmung harren, und Fischreste.

Die Vertretung eines sonst in kalkiger Fazies bekannten Horizontes durch Tonschiefer mit der gleichen Petrefaktenführung ist zwar auffällig aber nicht ohne Analogien, die z. B. das untere Mitteldevon, das untere Oberdevon und der Kulm bieten. Nach den Studien von Loretz und Denckmann im Sauerlande ist es auch bekannt, daß Clymenien bei Iserlohn ebenso wie im polnischen Mittelgebirge in Schiefern vorkommen, die freilich als Mergelschiefer zu bezeichnen sind.

Leider ließen sich die stratigraphischen Beziehungen der Schiefer durch Aufgrabungen nicht sicher feststellen, da eine Aufwältigung der Pinge einen zu großen Arbeitsaufwand erfordert hätte.

Einstweilen darf man wohl annehmen, daß hier die schiefrige Fazies früher eingesetzt hat als im nordwestlichen Oberharze. Trotz der Ähnlichkeit der Fazies braucht man aber nicht unbedingt an eine Vertretung der Clymenienkalke durch die Cypridinenschiefer zu denken, welche hier die von Beushausen [1]) postulierte Clymenienfauna wirklich enthalten würden, zumal auch die hier entwickelten Clymenienschichten bisher nicht wie bei Iserlohn Cypridinen geliefert haben.

An der gleichen Halde finden sich auch Gesteinsstücke der tieferen grauen und braunen Cypridinenschiefer, die reichlich Entomisarten und *Posidonia venusta* führen. Das Hangende bilden in normaler Weise die sogenannten variolithischen Diabase und weiterhin die Kulmkieselschiefer.

Welchem Umstande die Erhaltung dieser beiden Oberdevonhorizonte an dieser Stelle zu danken ist, läßt sich vorläufig noch nicht entscheiden. Falls sie wirklich im weiteren Fortstreichen fehlen und nicht etwa hier und da unter dem Schutt verborgen

[1]) Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abhandl. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. H. 30. S. 186.

sein sollten, so liegt es nahe, ihr Verschwinden auf eine Abrasionserscheinung zurückzuführen, die mit der weit verbreiteten, von Denckmann im Kellerwalde nachgewiesenen, von Beushausen für den nordwestlichen Oberharz, von demselben und Koch auch für das Oberharzer Bruchberg-Ackergebiet angenommenen Transgression der Cypridinenschiefer im Zusammenhange stehen dürfte. Dennoch ist dieses ganze Gebiet dermaßen von streichenden Störungen, Überschiebungen sowohl wie echten Verwerfungen mit gesunkenem Hangenden durchsetzt, daß darüber ohne neue günstige Aufschlüsse noch nicht das letzte Wort gesprochen werden kann.

Herr **Berg** sprach **über die petrographische Entwicklung des niederschlesischen Miozäns.**

Mit Ausnahme einiger Arbeiten von Maas und Behrend ist bisher über die petrographische Entwickelung des schlesischen Miozäns im Zusammenhang noch wenig veröffentlicht worden. Meist wird bei den Besprechungen der subsudetischen Braunkohlenvorkommnisse die Natur des Nebengesteins nur in einigen Worten erwähnt, so daß sich also die Angaben darüber weit zerstreut in verschiedenen Aufsätzen finden. Vieles ist wohl auch den beteiligten Kreisen allgemein bekannt ohne jemals ausdrücklich in der Literatur erwähnt zu sein.

Die wissenschaftliche Bearbeitung einer Reihe von Bohrungen im NO-Vorlande des Riesengebirges bot dem Vortragenden Gelegenheit, teils alte Erfahrungen zu bestätigen, teils hier und da einige neue Beobachtungen einzufügen, und dadurch das Bild dieser Schichtengruppe etwas abzurunden. Es sei daher gestattet, hier kurz im Zusammenhang darüber zu berichten. An älteren Arbeiten waren vor allem solche von: Behrend, Beyrich, Conwentz, Eberdt, Engelhardt, Feistmantel, Frech, Friedel, Giebelhausen, Göppert, Gürich, Heinicke, Keilhack, Maas, Michael, Orth, Boemer, v. Rosenberg-Lipinsky, Roth, Schröder und Zobel zu berücksichtigen.

Das Alter der subsudetischen Braunkohlenformation gilt jetzt allgemein, wie das der gesamten norddeutschen jüngeren Braunkohle, als miozän. Michael hat in einem Vortrage vor dieser Gesellschaft [1]) gezeigt, daß die subsudetischen Braunkohlenschichten im Norden Oberschlesiens die marinen Tegel des Mittelmiozäns überlagern. Andererseits unterteufen bekanntlich im Norden der deutschen Tiefebene, an der mecklenburgisch-preußischen Grenze miozäne, braunkohlenführende Schichten das marine Mittelmiozän. Es muß also zwischen diesen beiden

[1]) Diese Zeitschr. Protokoll Juni 1905.

Braunkohlenbildungen eine Grenze oder vielleicht eine Zone gegenseitiger Überlagerung bestehen. Diese kann aber nur ziemlich weit nördlich liegen, denn der unmittelbare Zusammenhang der von Michael beschriebenen Profile mit den Braunkohlenschichten in Niederschlesien und selbst in Posen ist durch eine große Reihe von Bohrungen festgestellt.

Die petrographischen Eigenheiten der bezeichnendsten Bildung des schlesisch-posenschen Obermiozäns, des Flammentones (früher in Schlesien auch Flaschenton genannt) dürfen wohl als allgemein bekannt vorausgesetzt werden. Die Braunkohlen finden sich in Verbindung mit Quarzsanden, denen mehrfach noch Lagen von Flammenton zwischengeschaltet sind, an der Basis dieses Tones.

An vielen Stellen, häufiger in Schlesien, seltener in Posen, liegen im Flammenton Spatgrande, die mit dem Ton durch allmähliche Übergänge verbunden sind. Sie bestehen aus einem Gemenge von weißen Feldspaten mit dicker Kaolinrinde und aus Quarzen. Je feiner nun das Korn wird, um so größer wird bei gleichbleibender Dicke der Kaolinschicht der Tongehalt, und so finden sich alle Übergänge von kaolinisierten Spatgranden zu sandigen und selbst fetten Tonen. Vorzüglich sind z. B. diese ebenfalls oft rotgeflammten Spatgrande in den Ziegeleien südlich von Polkwitz bis nach Gläsersdorf hin zu beobachten. Die Ziegeleiarbeiter nennen sie Kiesmörtel.

Eine auffällige Ausbildung nimmt der Flammenton und besonders sein unterer Teil am Sudetenrande an. Das Gestein ist hier kein zäher, fetter Ton, sondern lockeres, mageres Kaolin, zwischen den Fingern zerreiblich und fettig anzufühlen. Die Ursache der mangelnden Bindigkeit ist die bedeutende Größe der Nakritblättchen, aus denen die Masse besteht. U. d. M. sieht man die oft deutlich sechsseitigen Täfelchen eine Größe von 43 μ erreichen, (vergl. Leppla: Baumaterialienkunde Bd. IX S. 2). Durch anhaltendes Reiben im Achatmörser kann die Bindigkeit dieser Kaoline wesentlich gesteigert werden. Derartige lockere Massen sind an der Basis des Miozäns an den verschiedensten Stellen des Sudetenrandes (Sakrau, Marxdorf, Saarau, Haynau, Kroppen, sächs. Lausitz) nachgewiesen. Nach oben zu sind sie meist von fetten, oft geflammten Tonen bedeckt. Auch die Kaolinmassen selbst sind bisweilen lebhaft rot und gelb gefärbt.

Auffällig ist in diesen Kaolinen sowohl bei Marxdorf als in der Gegend südlich von Haynau ein Gehalt an Spateisenstein, der sich in Form pfefferkorngroßer Knotten oft reichlich im Kaolin eingestreut findet. Seltener erlangten die Spateisenkonkretionen Pflaumengröße. Bisweilen sind auch eine größere Zahl kleiner Knotten zu nierenförmigen Massen verwachsen.

Über die Entstehung dieser Kaoline geben gewisse Funde Auskunft. Bei Haynau z. B. enthalten sie schaumige Quarze, die deutlich aus Quarzschmitzen, wie sie in jedem Glimmerschiefer vorkommen, durch Herauswittern der Glimmer und des Feldspates entstanden sind. Dieselben Spateisenkonkretionen, die im benachbarten Kaolin als Kügelchen vorkommen, sitzen in den Hohlräumen der Quarze als kleine halbkugelige Wärzchen auf, und in der Tat kann man in einigen Bohrungen nach unten hin einen Übergang der lockeren Tonmassen in zersetzte Urschiefer nachweisen. Ganz ähnlich gehen die Kaoline, die sich bei Saarau und an verschiedenen Punkten der sächs. Lausitz finden, nach unten zu in tiefgründig zersetzte Granite über. Eine geringe Ausschlämmung des Materiales, die hier die Bildung einer Schmitze mit viel Quarz, anderswo einer solchen mit viel Tongehalt bewirkt hat, ist öfters zu beobachten.

Demselben Prozeß tiefgründiger Verwitterung und geringer Ausschlämmung verdankt auch ein kleines Graphitvorkommen bei Sakrau im Kreise Münsterberg seine Entstehung, welches schon von Zobel seinerzeit beschrieben wurde. In weißen und rotbunten lockeren Kaolintonen finden sich hier kleine Linsen und Lagen von unreinen „regenerierten", d. h. zusammengeschlämmten Graphitmassen, deren Ursprung bereits Zobel aus der Zersetzung benachbarter Graphitschiefer ableitet.

So zeigen uns die Basisbildungen des oberen Miozäns überall am Sudetenrande die Spuren tiefgründiger anhäufender Verwitterung. Derselbe starke Zerfall aller feldspat- und tonerdereichen Urgesteine, an denen die ganze Gegend so überaus reich ist (Granit, Gneiß, Glimmerschiefer, Tonschiefer) wird wohl das ganze sudetisch-lausitz'sche Gebirgsland zur Miozänzeit betroffen haben, und wir werden nicht fehlgehen, wenn wir den größten Teil des Flammentones als Abschlämm-Massen dieser tiefen Verwitterung in einen vorgelagerten Binnensee auffassen. Die Spatgrande mit ihren granitischen weißen Feldspaten und Quarzen beweisen uns ja den sudetischen Ursprung dieser Schicht.

Ein gewisses Interesse erlangt unter diesem Gesichtswinkel die Frage nach der Entstehung des Kaolines. Roesler[1]) und Weinschenk[2]) haben bekanntlich in neuerer Zeit darauf hingewiesen, daß bei normaler Verwitterung durch den Zerfall der Feldspate kein eigentliches Kaolin entstehe, und sie glauben daher die Kaolinisierung pneumatolytischen und thermalen Wirkungen zuschreiben zu müssen. In der Tat entsteht auch weder im Lausitzer noch im Hirschberger Granitgebiet durch

[1]) N. Jahrb. Beil.-Bd. 15.
[2]) Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. S. 210.

rezente Verwitterung echte Porzellanerde. Andererseits ist aber von Dammer[1]) und verschiedenen anderen nachdrücklich darauf hingewiesen worden, daß ein großer, wenn nicht der größte Teil der Kaolinlagerstätten unmöglich durch pneumatolytische oder thermale Vorgänge entstanden sein könnte. Auch für die hier erwähnten schlesischen Kaolinvorkommen dürften die Roeslerschen Anschauungen kaum Stich halten können. Hingegen spricht das so zu sagen niveaubeständige Auftreten des schlesischen Kaolines (nämlich an der Basis des Miozänes) sehr dafür, daß in früheren Zeiten, als in Mitteleuropa andere klimatische Bedingungen herrschten, eine Umsetzung der Feldspate in Porzellanerde durch atmosphärische Agenzien möglich war, und es lassen sich viele Kaolinlagerstätten (z. B. Altenburg, Seilitz bei Meißen u. a.) ganz ungezwungen als unter jüngerer Bedeckung erhalten gebliebene Oberflächengebilde tertiären Alters auffassen.

An der Diskussion über diesen Vortrag beteiligten sich die Herren Beyschlag, Keilhack, Stremme, Wolff, Michael, Siegert, Jentzsch und Berg.

Herr **von Knebel** sprach: **Über die Lava-Vulkane auf Island.** (Hierzu 5 Textfig.).

Der Vulkanismus Islands ist in vieler Hinsicht von dem anderer Länder verschieden; namentlich gilt dies in Bezug auf zwei Umstände:

1. die Großartigkeit der vulkanischen Erscheinungen,
2. das Überwiegen magmatischer Ergüsse über die vulkanischen Explosionsprodukte.

Die zuletzt genannte Eigentümlichkeit ist ganz besonders bezeichnend für den dortigen Vulkanismus. Es sind bei den verschiedenen geologisch jüngeren Eruptionen gewöhnlich nur Lavamassen aus dem Erdinnern ausgestoßen worden, während vulkanische Tuffe in den meisten Fällen fehlen, in anderen aber stark zurücktreten.

Nur ausnahmsweise haben auch die neueren Vulkanausbrüche größere Gesteinsmassen in explosiver Weise zu Tage gefördert und so die Bildung von vulkanischen Tuffen veranlaßt.

Die Formen der Lavaergüsse auf Island sind schon oftmals beschrieben worden. Sartorius von Waltershausen, Preyer und Zirkel, Keilhack haben uns lebendige Bilder derselben entworfen. Helland und Johnstrup haben ausgezeichnete Monographien einzelner Gebiete geliefert, und der isländische

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. **11**. S. 357.

Reisende Thorwaldur Thoroddsen hat sie in seinen zahlreichen Publikationen erwähnt.

Gleichwohl sind an diesen Gebilden noch sehr viel Studien zu machen. Denn die Unwirtlichkeit der großen Insel hat dem Forscher von jeher Schranken gesetzt, welche ihn auf im allgemeinen nur eng begrenztes Arbeitsgebiet verwiesen haben.

Auch meine Studien sind naturgemäß nur Bruchstücke; aber ich habe wenigstens die hauptsächlichsten aller Gebilde kennen gelernt, welche der Vulkanismus auf jenem nördlichen Eiland hervorgebracht hat. Auch habe ich stets, soweit es irgend anging, mit größerer Muße, als dies sonst der Fall war, den einzelnen Studien obzuliegen vermocht. Wir glauben daher im folgenden den Versuch wagen zu dürfen, in kurzer Übersicht jene ungemein interessanten Verhältnisse darzustellen.

Die Lavavulkane Islands zerfallen in zwei Typen:

1. die **schildförmigen Lavavulkane,**
2. die **Lavadeckenergüsse.**

Die schildförmigen Lavavulkane sind durch eine im allgemeinen recht bedeutende Basisfläche bei einer verhältnismäßig geringen Höhe ausgezeichnet. Sie gleichen also einem liegenden Schilde.

Die Deckenergüsse unterscheiden sich von den Lavavulkanen von schildförmiger Gestalt dadurch, daß sie nicht den Charakter einer einheitlichen vulkanischen Schöpfung wahren; sie sind keine Berge, sondern schwarze Flächen, aus Lava gebildet, welche als emporquellender dünnflüssiger Brei das Gelände überflutet und sich dabei niemals zu einem Vulkanberg angehäuft hat.

I.

Die schildförmigen Lavavulkane. Zum Ausgangspunkt unserer Studien wählen wir den Lavavulkan Skjaldbreid, eines der größten Gebilde dieser Art. Der Name Skjaldbreid bedeutet soviel wie „Schildbreit“ oder „so breit wie ein Schild“ und läßt somit erkennen, daß schon die alten Wikinge, die Island besiedelten, die Ähnlichkeit des Berges mit einem Schilde herausgefunden hatten.

Unsere Abbildung (Fig. 1) gibt ein Bild des Berges von Nordwesten aus gesehen. Die Schildform ist hierauf deutlich zu erkennen. Von anderen Seiten aus betrachtet würde sich ein ähnliches Bild darbieten, denn der Vulkan ist durchaus regelmäßig, flach kegelförmig gestaltet. Die Gehänge des Berges fallen durchschnittlich um etwa 3^0 nach allen Seiten ab. Die Basis des Skjaldbreid beträgt etwa 12 km im Durchmesser, und

der Gipfel erhebt sich um 330 m über seine Umgebung[1]). Die Masse des Berges beträgt also bei einer Grundfläche von ca. 100 qkm und einer Höhe von 330 m etwa 12 Kubikkilometer. Um diese gewaltige Größe zu verstehen, sei dieser Berg beispielsweise mit dem allbekannten isolierten Vulkan des Hohentwiel im Hegau verglichen. Es hat sich ergeben, daß die Masse des Skjaldbreid um das 360-fache jene des Hohentwiels übertrifft.

Fig. 1. Der Lavavulkan Skjaldbreid von NW aus gesehen.

Diese gesamte ungeheure Masse des Berges besteht aus Lava. Das geschmolzene Magma ist hier also völlig ruhig ohne explosive Begleiterscheinungen von den vulkanischen Kräften emporgehoben worden. Was für eine Kraft gehört hierzu — eine Masse zu heben, deren Gewicht nicht weniger als 600 000 Millionen Zentner beträgt!

Die Oberfläche des Berges ist ungemein rauh. Viele Tausende von Lavahügeln und Höckern erschweren den Aufstieg und verhüllen nahezu andauernd den Anblick des Gipfels.

Thorwaldur Thoroddsen, dessen Verdienst es ist, diesen Lavabergen Beachtung geschenkt zu haben, und welcher sie oftmals beschrieben hat, glaubte, daß sie durch eine große Anzahl von vulkanischen Ergüssen aufgebaut seien, welche von einem am Gipfel befindlichen Krater kommend, den Berg immer wieder mit einem neuen Lavamantel umkleidet hätten. Eine solche allseitige Umhüllung eines Berges mit neu hervorbrechender Lava

[1]) Die Höhe des Berges ist von Thoroddsen und anderen irrtümlicherweise viel zu hoch angegeben worden. Die absolute Höhe beträgt nicht 1063 m sondern nur etwa 780 m; die relative Höhe beträgt also etwa 330 m (und nicht 600 m).

ist aber, wie mir scheinen will, in hohem Maße unwahrscheinlich. Die Lava müßte sich unbedingt in zahlreiche Ströme zerlegen, welche an den sanften Gehängen herablaufend allmählich erstarrt wären.

Nun läßt sich aber auf dem ganzen vulkanischen Massiv des Skjaldbreid kein gesonderter Lavastrom erkennen; vielmehr ist die Lava überall gleichmäßig blockig-zerrissen.

Ferner enthält der Berg keinen Krater, von welchem aus die Ergüsse hätten erfolgen können. Am Gipfel des Berges besteht zwar eine Einsenkung, welche gewöhnlich als Krater bezeichnet wird, die aber, wie später gezeigt werden soll, ganz anderer Entstehung ist.

Die Lavavulkane dieser Art sind in ihrem inneren Aufbau meist nicht zu erkennen. Nur da wo Erdbebenspalten oder größere anderweitige Risse die Lava durchsetzen, da kann man einen etwas tieferen Einblick erhalten. Wie sich in diesem Falle erwiesen hat, besteht die Lava im Innern des Berges aus einer großen Anzahl von einzelnen Bänken. Jede einzelne Bank würde nach der bisherigen Auffassung einem besonderen Erguß entsprechen.

Die Mächtigkeit dieser Lavaschichten beträgt indessen oft nur wenige Handspannen, ja sogar gelegentlich nur einige Zentimeter. Ergüsse dieser Art können sich nun unmöglich über die Berggehänge von derartig großen Dimensionen ausgebreitet haben.[1]) Die Unebenheiten der Lavaoberfläche hätten dies unbedingt verhindern müssen.

Mit der bisherigen Erklärung dieser Vulkane durch allmähliche Aufschüttung immer neuer Lavadecken stößt man also auf beträchtliche Schwierigkeiten. Erstens kann man nicht die gleichförmige Oberflächengestaltung der gesamten Masse des Vulkans erklären, zweitens bleibt die oft sehr dünnbankige Schichtung der Lava ein Rätsel.

Wir glauben demnach dieser Erklärung eine andere gegenüberstellen zu müssen. Nach meiner Auffassung ist der ganze Vulkan das Produkt eines einzigen gewaltigen vulkanischen Ergusses, welcher sich, wie ein durch eine Öffnung — den Eruptionskanal — gepreßter Brei ausgebreitet hat.

---

[1]) Eine solche Lavahülle wäre in der Tat verhältnismäßig papierdünn. Wenn man annehmen wollte, daß die Dicke einer solchen Schicht 1 m betragen würde, dann entspräche dies etwa einem ganz dünnen Karton von $^1/_{30}$ cm Dicke und 4 m im Durchmesser. Die Lava müßte demnach einen ganz unverhältnismäßig hohen Grad von Dünnflüssigkeit besessen haben — oder aber die Lavabank müßte auf andere Weise und nicht als Deckenerguß gebildet sein.

Hierbei ist zuerst die Oberfläche erstarrt. Unter dieser verfestigten Masse bewegte sich das noch glutflüssige Magma weiter, bis auch dessen oberer Teil erstarrte. Es legte sich dann unter die erste Erstarrungsrinde des Vulkanes eine zweite Lavaschicht. Auf gleiche Weise unter diese eine dritte u. s. w.

Die einzelnen Schichten schmiegen sich nicht immer völlig eng aneinander. Wo kleine Höhlungen vorhanden sind, da kann man beobachten, daß die Oberfläche der Lavabänke schwach gewulstet ist. Dies beruht auf den Bewegungen, welche die Lavamasse in zähflüssigem Zustande unter der darüber befindlichen völlig erstarrten Decke noch gemacht hat. Auch finden sich vielfach in den tieferen Lavaschichten jene großen Linsen kompakteren Gesteines, welche von der mehr porösen Lava umschlossen werden. Winzige Lavastalaktiten sind ferner in den kleinen Hohlräumen zwischen den einzelnen Schichten vorhanden.

Die Schichtung der Lava wird unserer Auffassung nach also in der Tiefe unter einer bereits verfestigten Erstarrungskruste hervorgebracht. Als Ursache dieser Schichtung nehme ich die Bewegungen an, welche in dem noch flüssigen Teil vor sich gehen, die aber an den sich abkühlenden Außenflächen durch die Erstarrung des Magmas gehemmt werden.

Da das Magma in der Tiefe noch lange Zeit beweglich ist, kann der Fall eintreten, daß dieses an den Flanken oder der Basis des Berges von neuem hervorbricht. Dann entstehen große Hohlräume im Innern des Vulkanes. Stürzen diese ein — was wohl, wenn die Decke keine allzumächtige ist, sofort und in gleichem Schritt mit dem Abfluß von Magma in der Tiefe erfolgen wird — so entstehen große Einbruchskessel.

Solche Einbruchskessel waren bisher noch nicht beachtet worden[1]). Ich habe sie namentlich schön an dem Lavavulkan nördlich vom Hvítárvatn am Rande des Lang-Jökull beobachtet. Diese Kessel hierselbst waren etwa 100 m tief und hatten einen Durchmesser von mehreren hundert Metern. 4 Gebilde dieser Art konnte ich am Südhange dieses Lavavulkanes feststellen. Gleiche Einsturzkessel finden sich am Lavavulkan Stóra Víti im Norden Islands.

Die Entstehung solcher Einsturzkessel ist mit der bisherigen Erklärung von der Entstehung der Lavavulkane nicht in Einklang zu bringen. Wenn sich Lava-

---

[1]) Nur ein einziges Gebilde dieser Art wurde von THORODDSEN südlich des Lavavulkanes Theistareykjabunga erwähnt, ohne aber daß dessen Entstehung erklärt worden wäre.

decke über Lavadecke absetzt, so können keine Hohlräume entstehen, durch deren Einsturz diese Kessel sich bilden können. Wohl aber erschienen sie uns durchaus verständlich, wenn wir die hier dargelegte Auffassung akzeptieren.

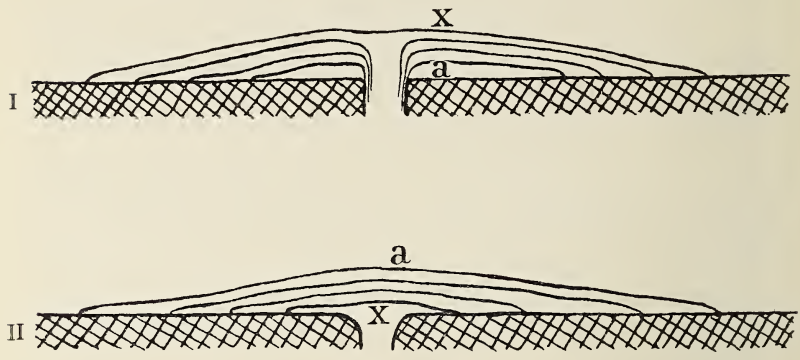


Fig. 2. Gegenüberstellung der bisherigen Auffassung (I) der Entstehung von Lavavulkanen und der unserigen (II); a bedeutet in beiden Figuren die zuerst erstarrte Lavazone, x die zuletzt erstarrte.

In der Abbildung (Fig. 2) habe ich beide Erklärungsarten der Bildungsweise der Lavavulkane gegenübergestellt.

Um die hier vertretene Auffassung kurz zu rekapitulieren, sei folgendes nochmals hervorgehoben: Ein gewaltiger vulkanischer Ausbruch förderte die gesamte Masse zu Tage, welche den Lavavulkan aufbaut. Unter der ersten großen Erstarrungskruste dieses gewaltigen emporgepreßten Lavakuchens bildeten sich infolge der Bewegungen in dem noch glutflüssigen Teil des Magmas die Schichten. Durch Austreten großer Teile von Lava aus der Basis oder den Gehängen des Berges bildeten sich jene oben genannten Einsturzkessel.

Die Krater dieser Vulkane liegen nach dieser Erklärungsweise unter der gesamten Masse der Vulkane begraben. Die Berge selbst besitzen **keinen Krater**.

Diese letztere Angabe steht nun in Widerspruch mit jenen anderer Autoren, insonderheit Thorwaldur Thoroddsens. Dieser hat von allen diesen Vulkanbergen Kratere beschrieben.

Diese Kratere sind indessen niemals Austrittspunkte des Magmas gewesen. Sie sind nicht wie andere Kratere durch Ausbrüche gebildet, sondern im Gegenteil durch Einstürze. Jene als Kratere bezeichneten Gebilde sind Einsturzkessel und keine Krateröffnungen.

Als Beleg für diese Auffassung sei der in Fig. 3 dargestellte sog. Krater Strýtur genannt.[1]) Die Abbildung läßt in ausgezeichneter Weise erkennen, wie dieser Kessel von etwa 1 km im Durchmesser durch Einsinken entstanden ist. Die

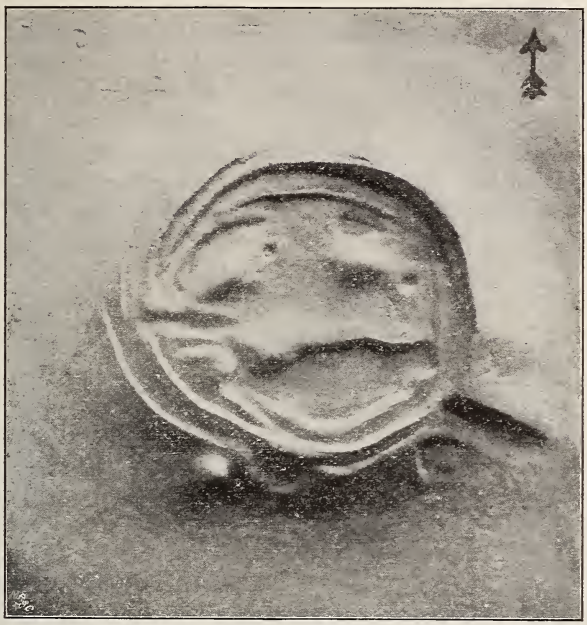


Fig. 3. Reliefdarstellung des Einbruchskessels auf der Höhe eine der isländischen Lavavulkane, des Strýtur (fälschlich als Krater angesehen).

reliefartige Karte des Strýtur habe ich nach meinen Aufnahmen entworfen. Die Figur gibt ein richtiges Bild von diesen eigenartigen Gebilden, welchen wir an der Spitze nahezu aller Lavavulkane begegnen.[2])

Wie sind nun die Einsturzkessel entstanden? Sind sie gleicher Entstehung wie jene an den Flanken des Lavavulkanes am Hvítárvatn?

[1]) Der Lavavulkan Strýtur, dessen sog. Krater in Fig. 3 dargestellt ist, befindet sich im zentralen Island zwischen Lang-Jökull und Hofs-Jökull.

[2]) Nur auf dem Gipfel des schon genannten Lavavulkanes nördlich vom Hvítárvatn konnte ich keine Senkung dieser Art auf der Höhe finden. Vielleicht mag aber der Kessel von Firnschnee verhüllt gewesen sein.

Mit diesen haben sie die äußerlich gleiche Form gemein. Aber die zentrale Lage der Senkungsfelder auf den Gipfeln der Lavavulkane legt doch die Vermutung nahe, daß diese mit dem in der Tiefe befindlichen Eruptionsschacht in Beziehung stünden.

Es könnte ein Zurücksinken von Magma in die Tiefe die Ursache gewesen sein; es könnte ferner die Kontraktion des Magmas beim Erkalten Hohlräume erzeugt haben, durch deren Einbruch jene Einsturzgebilde entstanden sind.

Die Größenverhältnisse dieser Einsturzkessel variieren sehr. Beim Vulkan Strýtur beträgt der Durchmesser ca. 1000 m, beim Skjaldbreid ca. 300, bei den Lavavulkanen Theistareykjabunga 600 m, Stora Víti 550 m, Selvogsheidi ca. 280 m. Auffallend ist, daß einer der größten Vulkanberge dieser Art,

Fig. 4. Reliefdarstellung eines isländischen Lavavulkanes.
(Der Basisdurchmesser des Vulkanes ist zu 12 km, der Durchmesser des zentralen Einbruchsfeldes zu 1 km angenommen.)

Skjaldbreid, eine Gipfelsenke von nur 300 m Durchmesser besitzt. Die Dimensionen dieser Senkungen scheinen also nicht mit der Masse des Lavagebirges in Beziehungen zu stehen.

Um das Bild eines Lavavulkanes zu vervollständigen, fügen wir noch die Abbildung (Fig. 4) hinzu, welche ein Modell wiedergibt, das Verfasser zur Veranschaulichung dieser Gruppe von Vulkanen gemacht hat. Die Dimensionen sind etwa jene des Skjaldbreid, nur haben wir an Stelle der winzigen und wenig charakteristischen Gipfelsenkung des Skjaldbreid jene des Strýtur gewählt. Umgekehrt besitzt der Strýtur wiederum keine so charakteristisch schildförmige Gestalt wie der Skjaldbreid-Vulkan.

Wir verlassen nunmehr die erste Gruppe der Lavavulkane, um uns zu den Deckenergüssen zu wenden.

II.

Die Lavadeckenergüsse.

Die zweite Form der Lavavulkane, jene der Deckenergüsse, ist vielfach auf Island vertreten; sie ist noch weit häufiger als die zuvor beschriebene Form der schildartig gestalteten Lavavulkane.

Die Lavadeckenergüsse sind meist sehr viel unbedeutender. Die aus irgend einer Stelle hervorquellende Lava breitet sich aus, aber ohne daß gleichzeitig einer jener kuchenartig gestalteten Schildvulkane entstünde.

Die Ursache für dies verschiedenartige Verhalten der Lavamassen bei den Schildvulkanen und den Deckenergüssen ist auf verschiedene Umstände zurückzuführen: erstens ist die hervorquellende Masse bei den Deckenergüssen im allgemeinen wohl geringer, zweitens ist das Magma bei weitem dünnflüssiger, sodaß es sich sofort ausbreitet.

Als dritter Umstand kommt hinzu, daß wohl die meisten der Lavadeckenergüsse nicht wie jene Lavaschilde einer einzigen Eruptionsstelle entstammen, sondern von einer ganzen Spalte, die sich öffnete, ausgegossen wurden.

Diese Lavavulkane stehen demnach in Zusammenhang mit Spalten. Über den Spalten haben sich vielfach Kratere gebildet, welche in einer Reihe angeordnet sind.

Die Masse der emporgedrängten Lava ist bei den Deckenergüssen keine so bedeutende, wie bei den Lavaschilden, gleichwohl sind es des öfteren auch ganz ungeheure Mengen. So hat Helland das Volumen der Lavamassen, welche die Spalte des Laki im Jahre 1783 ausstieß, auf 12 320 Millionen Kubikmeter berechnet.

Die Lavamasse der Sveinagjá in Mývatns Öraefi (v. Jahre 1875) wird von Thoroddsen auf 300 Millionen Kubikmeter veranschlagt.

Wir dürfen jedoch nicht außer Acht lassen, daß diese Schätzungen doch nur ganz ungefähre sein dürften; immerhin aber geben sie einen Begriff von der Masse, die der Vulkanismus auf diese Weise zu Tage fördern kann.

Ein Verständnis der vulkanischen Wirksamkeit liefern aber diese einzelnen Deckenergüsse, für sich betrachtet, nicht, vielmehr tut dies nur ihre Gesamtheit. Sind doch nur selten derartige Ergüsse isoliert erfolgt, meistens sind sie mit anderen geschart. In der Nachbarschaft eines Deckenergusses hat sich ein zweiter gebildet u. s. f.

Auf diese Weise sind jene gewaltigen Lavafelder entstanden, welche sich einerseits im Südwesten der Insel, andrerseits im Norden und Osten derselben (nördlich vom Vatna Jökull) finden.

Wir betrachten eingehender das Lavafeld im Südwesten, welches sich fast ohne Unterbrechungen vom Lavavulkan Skjaldbreid aus zum Kap Reykjanes, der südwestlichen Spitze Islands, erstreckt.

Diese gesamte Lavafläche — wir wollen sie das Lavafeld von Reykjanes benennen — nimmt ein Areal von etwa 2300 qkm ein. Die gesamte Masse der in geologisch jüngster Zeit emporgequollenen Lava besitzt ein Volumen von etwa 100 Kubikkilometern.[1]) Wollen wir uns diese Masse abermals durch Vergleich mit jener des Hohentwiel verständlich machen, so kommen wir zu dem Resultat, daß wir etwa 3000 „Hohetwiele" nebeneinander stellen müßten, um eine Masse zu erhalten, die jener emporgequollenen Lava von Reykjanes gleichkäme.[2])

Der Vorgang, welcher einen jeden der Deckenergüsse erzeugt, deren Gesamtheit ein solches Lavafeld bildet, ist dadurch charakterisiert, daß sich eine Spalte in der Erdkruste öffnet, welcher die emporgequollene Lava entströmt.

Diese Ergußspalte kann nun eine wirkliche präexistierende

---

[1]) Der Angabe liegt die Annahme einer minimalen Durchschnittsmächtigkeit der Lava von 25 m zu Grunde. Danach würde die Masse etwa 60 cbkm enthalten. Nun befinden sich aber noch verschiedene Lavavulkane des ersten Typus (Lavaschilde) in diesem Gebiet — z. B. Trölladyngja, Skjaldbreid, Selvogsheidi etc. — sodaß mit diesen die Gesamtmasse auf etwa 100 cbkm zu veranschlagen ist.

[2]) Die Lavamassen, welche das zweite große Lavagebiet, jenes nördlich vom Vatna Jökull — das man größtenteils als Ódada Hraun bezeichnet — zusammensetzen, sind noch viel bedeutender als die der Lavafelder von Reykjanes. Indessen ist ersteres viel zu ungenau erforscht, als daß wir es hier eingehender behandeln könnten.

Spalte sein, welche sich von neuem öffnet — klafft. In diesem Falle entspricht dies der Auffassung, welche man allgemein von den vulkanischen Ergüssen hat. Thoroddsen ist der Ansicht, daß kein Land, als gerade Island, so deutlich diese Auffassung beweise.

Nun erwähnt aber derselbe Forscher wiederholt, daß in der Nachbarschaft einer vulkanischen Spalte eine neue sich gebildet habe, welche einem neuen Erguß zum Austritt gedient hat. Eine solche Spalte stellt aber das diametral entgegengesetzte dessen dar, was allgemein unter einer präexistierenden Spalte verstanden wird. Hat sich doch hier der Vulkanismus nicht einer Spalte bedient, sondern sich eine geschaffen! Der Vulkanismus ist in solchem Fall nicht tektonisch bestimmt, sondern im Gegenteil, tektonisch bestimmend.

Ein Beispiel für einen Fall, in welchem der Vulkanismus sich selbst eine Spalte geschaffen hat, konnte ich an dem Lavastrom des „Hrossadal“ nordöstlich vom Mývatn beobachten.[1]) Hier hat sich der Vulkanismus zuerst auf der Höhe eines Gehänges durchgebrochen; dabei wurde ein größerer Schlackenkegel aufgeworfen.

Dann ist die Lava emporgequollen, jedoch ist sie nicht zum Überfließen gelangt, denn es ist unmittelbar vorher eine Spalte aufgerissen, welche der Lava gestattete tiefer unten am Gehänge hervorzubrechen. Daß die Lava aber zuerst bis zum Rande des älteren Kraters gestiegen war, das beweisen deutlich „Lavastandsmarken“, die sich im Innern des Kraters vorfinden.

Nachdem die Spalte soweit aufgerissen war, haben sich mehrere Kratere tiefer unten gebildet, die aber nicht mehr vollständig erhalten sind, weil die immer heftiger hervorgeströmte Lava sie wieder zerstört hat, sodaß heute nur noch die eine Hälfte der Kraterkegel zu beobachten ist.

Hier dürfte es wohl ganz besonders einleuchtend sein, daß die Eruptionsspalte des Hrossadal-Lavastromes keine präexistierende in dem gewöhnlichen Sinne ist. Gleiches gilt natürlich von vielen anderen Eruptionsspalten, sodaß wir auf Island sowohl Vulkanergüsse mit präexistierenden, als auch solche ohne präexistierende Spalten besitzen.

Viele der Deckenlavaergüsse sind übrigens, wie es scheint, überhaupt nicht von Spalten ausgegangen; wenigstens deutet die Lage der Kratere nicht das Vorhandensein einer solchen an. In der Abbildung (Fig. 5) ist das Kraterfeld von Skútustadir dar-

[1]) Der Lavastrom stammt vom Jahre 1728.

gestellt. Hier ist nirgends eine reihenförmige Anordnung der Kratere zu erkennen, die eine oder mehrere in der Tiefe befindliche Spalten anzeigen könnte.[1])

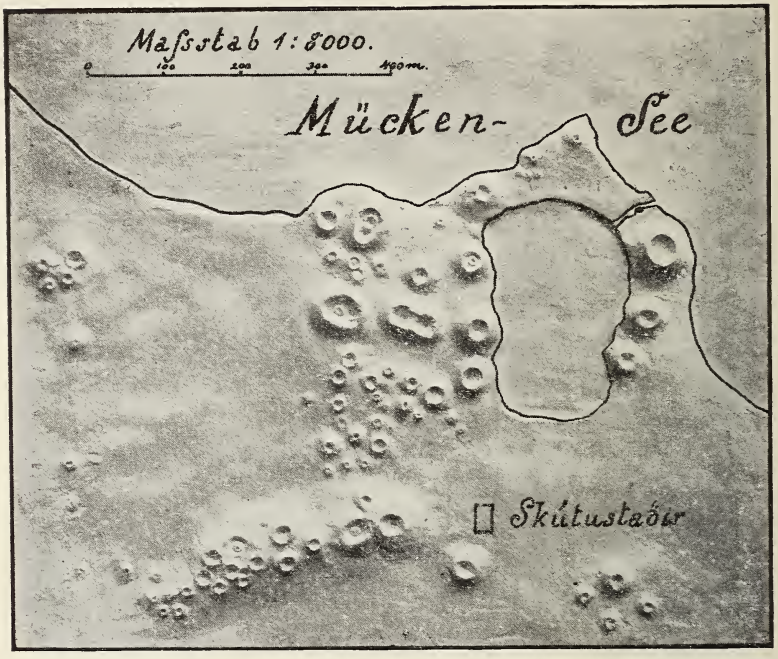


Fig. 5. Das Kraterfeld von Skútustadir am Mývatn.

Wir wenden uns nun von diesen, in kurzen Zügen dargestellten Beobachtungen zu den geologischen Ergebnissen und Folgerungen, welche sich an das Studium dieser Verhältnisse notwendig knüpfen.[2])

---

[1]) Gleichwohl hat Thorwaldur Thoroddsen auch hier behauptet, daß sich deutlich die Spalten erkennen ließen; wie unsicher diese Angabe ist, geht daraus hervor, daß der Forscher einmal nordöstlich gerichtete Kraterreihen „erkennt", während er an anderer Stelle nordsüdlich streichende Kraterreihen „beobachtet".

[2]) Es sind hier nur einige wenige Beobachtungen zur Darstellung gelangt, da ich beabsichtige meine Studien in umfassenderer Form später niederzulegen.

III.

Der Untergrund der Vulkane Islands.

Wir haben die Lavavulkane Islands bisher beschreibend dargestellt ohne auf den geologischen Untergrund einzugehen, über welchem die Vulkane aufgebaut sind.

Und doch ist es meines Erachtens gerade der Untergrund, welcher Islands Vulkanismus in so ungemein hohem Maße lehrreich erscheinen läßt.

Die ältesten Gesteine Islands sind tertiäre Basalte, welche einen aus hunderten von Basaltdecken aufgebauten Schichtenkomplex darstellen. Dieses basaltische Tafelland ist ein Teil der von Sir Archibald Geikie als regionale Basaltformation bezeichneten Masse, welche nicht nur Island, sondern auch Teile von Ost-Grönland, ferner die Färöer und Teile von Schottland und Irland aufbaut. Überall zeigt diese regionale Basaltformation den gleichen Habitus und das gleiche geologische Alter, sodaß an ihrer Einheitlichkeit kein Zweifel bestehen kann, wenn wir auch in den genannten Ländern und Inseln nur Teile dieser gewaltigen eruptiven Masse erblicken. Diese sichtbaren Landmassen erscheinen eben gegenüber der unter dem Meeresspiegel befindlichen übrigen Masse gehoben.

Die Mächtigkeit der regionalen Basaltformation wird von Keilhack auf 3—4000 m geschätzt. Man kann eine solche Mächtigkeit aus der Neigung der Basaltschichten berechnen, welche man in den tief in das Land (in der Richtung des Einfallens) eingeschnittenen Nordfjorden Islands beobachten kann. Auch von mir wurde im Eyjafjord die gleiche Berechnung versucht, wobei auch ich etwa 3000 m als die Mächtigkeit der Basaltformation ermittelte. Dieser Betrag aber ist noch zu gering. Denn wir wissen nicht, was für Gesteine den submarinen Sockel Islands bilden. Wäre es doch sonderbar, wenn wir gerade an der Küstenlinie schon das Liegende der Basaltformation hätten!

Was stellt nun geologisch ein solches Gebilde, wie die regionale Basaltformation dar? — ein Gebilde, das aus vielen Hunderten gewaltiger übereinander liegender vulkanischer Ergüsse aufgebaut ist.

Wir können es mit jenem Gebilde vergleichen, das theoretisch unbedingt ehemals die ganze Erdkruste gebildet haben muß, und das A. Stübel als die Panzerdecke der Erde bezeichnet.

Während aber die Panzerdecke allumfassend zu denken ist, so ist diese nordatlantische Tertiärpanzerung lokalisiert, wenngleich immerhin von ungeheurer Ausbreitung.

Wenn nun in jener ersten Panzerdecke der Erde sich die vulkanischen Schmelzherde erhalten haben, von welchen aus der jüngere Vulkanismus gespeist wurde, so können sich auch in dieser jugendlichen tertiären Panzerdecke vulkanische Herde gebildet haben, die bis in die Jetztzeit tätig sind.

Innerhalb des Gebietes der regionalen Basaltformation ist der Vulkanismus nur noch auf Island wirksam; und zwar — geologisch gesprochen — ununterbrochen seit Abschluß jener Zeit, in welcher die Basaltformation gebildet wurde.[1])

Auf Island sind diesen Basaltergüssen vulkanische Explosionen gefolgt, welche namentlich in den mittleren Teilen des Landes große Massen vulkanischen Tuffes über den Basalten aufgeworfen haben. Diese Breccienformation, welche unter dem Namen Palagonitformation bekannt ist, erreicht stellenweise eine Mächtigkeit von 1000 m; gewöhnlich aber ist sie nur einige hundert Meter mächtig.

Innerhalb dieser Palagonitformation kommen auch zahlreiche Deckenergußgesteine vor, deren Menge aber gegenüber jener der Breccien zurücktritt. Die Palagonitformation ist diluvialen Alters, wie zahlreiche glaziale Einlagerungen, die von Helgi Pjetursson und vom Verfasser beobachtet wurden, auf das deutlichste beweisen.

Die vulkanischen Breccien Islands könnten uns nun den Aufschluß darüber geben, welche Gesteine in der Tiefe verborgen sind. Denn die vulkanischen Explosionen, welche die Erdkruste zersprengt haben, mußten doch die Stücke derselben emporschleudern, sodaß sie im Tuff eingebettet uns erhalten bleiben müßten.

Nun haben sich aber keine älteren Gesteine gefunden, als die Basalte. Und die wenigen Stücke von Diabas- und Gabbroartigem Aussehen, welche gelegentlich gefunden wurden, stellen nicht, wie man früher vermutete, Stücke eines älteren Grundgebirges dar, sondern es sind Teile der Tiefenfazies junger Ergußgesteine.[2])

---

[1]) Nach den Untersuchungen von Helgi Pjetursson sind die jüngsten Teile dieser Formation vielleicht diluvial, da glaziale Spuren aufzutreten scheinen.

[2]) In Anbetracht der großen Seltenheit solcher Gesteine — es werden darunter auch Granite genannt — wäre auch wohl die Vermutung zulässig, daß diese Stücke auf sekundärer vulkanischer Lagerstätte sich befinden, d. h. daß der tertiäre Vulkanismus diese Stücke emporgerissen hat, und daß diese dann durch spätere Explosionen ausgeworfen wären. Wahrscheinlich aber handelt es sich ja garnicht um solche alten Gesteine, sondern um geologisch junge Tiefengesteine.

Jedenfalls aber hat der Vulkanismus nirgends Gesteine zu Tage gefördert, welche bewiesenermaßen einer tieferen Zone entstammen, als der Basaltformation.

Wir glauben darum den Sitz des isländischen Vulkanismus in den tieferen Zonen der dortigen regionalen Basaltformation und nicht in noch größerer Tiefe suchen zu müssen.

Ein analoges Verhalten im kleinen ist ja schon lange bekannt. Man hat vielerorts — auch auf Island — sog. Hornitos beobachtet. Die Hornitos sind winzige Vulkane, welche auf einem Lavastrom zuweilen aufsitzen, und wohl durch die in der Lava eingeschlossenen vulkanischen Gase gebildet sind. Genau analog den Hornitos verhalten sich die heutigen Vulkane Islands. So groß uns die vulkanischen Schöpfungen, die wir in den ersten beiden Abschnitten dieser Darstellung kennen gelernt haben, erscheinen mögen — sie sind doch verschwindend klein gegenüber dem Werk des tertiären Vulkanismus, der die regionale Basaltformation schuf; sie verhalten sich zu letzterer nicht anders als die Hornitos zum Lavastrom.

Dies geht beispielsweise aus folgender Erwägung hervor: Die vulkanische Halbinsel Reykjanes, die von den gewaltigen Lavaergüssen gebildet wird, deren Gesamtareal etwa 2300 qkm beträgt, ist nach unseren vorstehenden Angaben von etwa 100 Kubikkilometern jüngerer Laven bedeckt. In der Tiefe aber befindet sich die mindestens 3000 m mächtige regionale Basaltformation. Das gleiche Gebiet enthält also in der Tiefe mindestens 6900 Kubikkilometer an älteren basaltischen Laven. Demnach würde sich in diesem Gebiet das Verhältnis zwischen älterem und jüngerem Vulkanismus wie 69 : 1 verhalten.

Diese Zahlenangaben sind ja naturgemäß nur ganz ungefähre. Sie dienen aber dazu ein annähernd faßbares Bild der Verhältnisse zu liefern. Sie vermögen es uns verständlich zu machen, wie selbst Vulkanriesen, wie der Vulkan Skjaldbreid, als Erzeugnisse eines in der gewaltigen Basaltformation selbst befindlichen sekundären Vulkanherdes angesehen werden können.

Mit dieser Auffassung, daß die Vulkane Islands in der regionalen Basaltformation wurzeln, wird auch eine zweite Frage bezüglich Islands beantwortet, nämlich die Spaltenfrage.

Der isländische Reisende Thorwaldur Thoroddsen hat überall die Ansicht verbreitet, daß Islands Vulkane auf großen Bruchlinien aufsitzen.

Bei den großen Lavavulkanen muß man diese Auffassung zurückweisen. Denn wer könnte beispielsweise sagen, ob in dem 100 qkm umfassenden Areal, das vom Skjaldbreid eingenommen und verhüllt wird, sich in der Nähe des Eruptionsschlotes präexistierende Spalten befunden haben?

Bei anderen Vulkanen, welche in Beziehung mit Spalten treten, da hat sich oft gezeigt, daß die Spalte erst aufgerissen ist, und daß dann erst die vulkanischen Massen hervorgetreten sind.

Wir betrachten aber auch jene Spalten, die wirklich älter, als die daraus entquollenen Vulkanmassen sind, nicht als präexistierende tektonische Spalten in dem gewöhnlichen Sinne. Alle die Spalten befinden sich ja in dem vulkanischen Material selbst — eine Beziehung mit der etwaigen Tektonik des tieferen Untergrundes ist also nicht nachweisbar.

Wenn nun, wie hiergegen eingewendet werden könnte, vielfach eine Parallelität der Spalten nachgewiesen ist, welche nur auf tektonische Ursachen schließen läßt, so müßten wir erwidern, daß diese Spalten, welche im Südlande Islands von SW—NO, im Nordland von N — S gerichtet sind, doch nur die Produkte von Spannungen sind, welchen die ganze Fläche der Insel unterlegen ist. Diese Spannungen können ja ebensowohl auch vulkanischer Entstehung sein.

Die tektonischen Kräfte stehen in erster Linie wohl unter dem **Gesetz der Isostasie**. Die isostatische Lehre sagt aus, daß ein homogener Körper die Form einer Kugel, und wenn diese Kugel rotiert, die Gestalt eines Rotationsellipsoïdes annehmen müsse. Nun ist aber die Erde nicht homogen; sie besteht aus verschieden schweren Massen. Infolge davon muß ein Ausgleich entstehen, in dem die leichteren Schollen sich heben, die schwereren Schollen sich senken. Dies würde so lange vor sich gehen, bis Gleichgewicht vorhanden wäre. Nun aber wird durch alle geologischen Vorgänge das Gleichgewicht gestört und verändert. Infolgedessen ruhen auch die tektonischen Kräfte niemals völlig. Aber immerhin müssen die tektonischen Kräfte im Dienste der Isostasie wirken.

Anders die vulkanischen Kräfte. Namentlich auf den vulkanischen Inseln kann man dies beobachten. Die vulkanischen Inseln stellen doch besonders belastete Teile der Erde dar, und mit jedem Vulkanerguß wird die Belastung ja eine bedeutendere. Trotzdem aber stellen die Inseln sehr oft Hebungszentren dar. Es sind eben hier die vulkanischen Kräfte, welche den tektonischen **entgegenarbeiten.**

Der Tektonik zufolge müßten diese Gebiete im Sinken begriffen sein; während sie in Wirklichkeit gehoben sind.[1])

Die vulkanischen Kräfte überwinden also die ihnen entgegengesetzten tektonischen. Von diesem Gesichtspunkte aus erscheint uns auch die **Spaltenfrage der Vulkane** geeignet zu betrachten. Die Lehrmeinung der Geologen sagt ja bekanntlich immer noch aus, daß nur da Vulkane auftreten können, wo die tektonischen Kräfte die Spalten zuvor geschaffen hätten. Nun hat ja Branco als erster dieser Lehre den zugleich heftigsten Stoß versetzt, indem er nachwies, daß die allerkleinsten vulkanischen Ausbrüche, die der sog. Vulkanembryonen Schwabens, unabhängig von Spalten sind.

Wieviel leichter kann eine Masse wie die des Skjaldbreid ohne Spalten hervorbrechen, wo doch die vulkanische Kraft groß genug gewesen ist, eine Masse von 600 000 Millionen Zentnern emporzuheben? — eine Masse, deren Andrang als unwiderstehlich für die dünne Erdkruste anzusehen ist? —

Um nun zum Schluß noch einmal auf die Spalten Islands zu kommen, so sei erwähnt, daß ich diese Spalten nicht als tektonisch aufzufassen vermag. Die ganze Insel oder große Teile derselben haben durch vulkanische Kräfte Hebungen erfahren. Als das Produkt dieser Hebungen sind die Spannungen zu denken, welche jene Spalten veranlassen. Daß diese Spalten nicht auf den Vulkanismus irgendwelchen Einfluß ausgeübt haben, beweist der Umstand, daß sie sich oftmals erst im Gefolge einer Eruption gebildet haben, daß sie also nicht Ursache sondern Folge der Ausbrüche sind.

Zusammenfassung.

Der Vulkanismus Islands ist, wie wir aus unseren Ausführungen ersehen haben, in vieler Hinsicht besonders lehrreich. Wir wollen in kurzen Zügen das Bild, das wir davon entworfen haben, noch einmal zusammenfassend darstellen:

I. Der neuere Vulkanismus hat sich vorwiegend in der Eruption großer Mengen von Lava geäußert, dabei entstanden 1. die schildförmigen Lavavulkane, 2. die Lavadeckenergüsse.

II. Der Untergrund der rezenten Laven wird von der regionalen Basaltformation gebildet. Die Basaltformation bildet eine Panzerdecke, in welcher sich

[1]) Junge Hebungen sind bei sehr vielen vulkanischen Inseln — auch auf Island — nachgewiesen worden.

wahrscheinlich die Feuerherde der isländischen Vulkane erhalten haben.

III. Das Verhältnis zwischen dem Vulkanismus der Gegenwart und jenem der Tertiärzeit ist etwa das gleiche, wie zwischen einem Hornito und einem Lavastrom: selbst die größten Lavavulkane sind verschwindend klein im Verhältnis zu den sie unterlagernden älteren Vulkanmassen.

IV. Die vulkanischen Inseln, insonderheit jene, welche häufige Vulkanergüsse besitzen, widersprechen der Isostasie, welche die tektonischen Kräfte beherrscht. Sie erweisen also die Selbständigkeit der vulkanischen Kraft von der Tektonik im weiteren Sinne.

V. Auch im engeren Sinne sind gerade Islands Vulkane unabhängig von tektonischen Spalten; denn die Spalten erweisen sich dort als eine tektonische Folge und nicht eine Ursache des Vulkanismus.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Philippi, Finckh und von Knebel.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Beyschlag. Gagel. Kühn.

Briefliche Mitteilungen.

4. Über einige Fossilien der Côte des Basques bei Biarritz.

Von Herrn Paul Oppenheim.

Groß-Lichterfelde, den 2. März 1906.

Hierzu Taf. IX u. 2 Textfig.

Es war in einer vor kurzem eingereichten und oben S. 90 ff. dieser Zeitschr. zum Abdruck gebrachten Arbeit viel von den blauen Mergeln der Côte des Basques die Rede, deren größtenteils äußerst wohlerhaltene Fossilien nach d'Archiac[1]) besonders von Tournouer[2]) zu wiederholten Gelegenheiten beschrieben worden sind. Wenn man den letzten Listen Douvillé's glauben will, so wäre der Fundpunkt augenblicklich so ziemlich erschöpft, doch wechseln die Verhältnisse hier im Laufe der Zeiten ungemein, wie dies der Graf de Bouillé gelegentlich selbst betont hat, und worauf auch ich a. a. O. hingewiesen habe. Jedenfalls liegt mir selbst schon seit Jahren ein sehr interessantes neues Material aus diesen Schichten vor, und ich benutze die mir hier gebotene Gelegenheit, Beobachtungen zu publizieren, die ich teilweise schon vor Jahren gemacht habe, und zu deren Mitteilung ich ohne diesen äußeren Anstoß wohl kaum mehr kommen würde. Das hier zu betrachtende Material wurde von Herrn A. Degrange-Touzin in Bordeaux, einem durch verschiedene Publikationen rühmlich bekannten Kenner der fossilen Mollusken-Fauna des südfranzösischen Neogen, in Biarritz selbst gesammelt. Herr Degrange-Touzin hat mir s. Zt. gestattet, die Novitäten dieser seiner Aufsammlung zu publizieren, doch war ich durch andere Arbeiten bis auf wenige Ausnahmen einstweilen bisher nicht dazu gelangt. Neuerdings hat mir Herr Dr. Liebus in Prag ebenfalls einige wenige Stücke von der Côte des Basques zur Bestimmung zugesandt, welche

[1]) Description des fossiles recueillis par M. Thorent dans les couches à nummulines des environs de Bayonne. M. S. G. F. (2) 2. Paris 1846. S. 189 ff. Description des fossiles du groupe nummulitique recueillis par M. S. P. Spratt et M. J. Delbos aux environs de Bayonne et de Dax. Ebenda (2) 3. 1847. S. 397 ff.

[2]) Descriptions et figures de fossiles nummulitiques nouveaux ou peu connus recueillis à Biarritz par M. le Comte R. de Bouillé. Compte rendu du Congrès scientifique de France. XXXIX. session a Pau 1873. — Derselbe in Comte Roger de Bouillé: Paléontologie de Biarritz. Actes de la société des Sciences, Lettres et Arts de Pau. 1876.

hier ebenfalls Berücksichtigung finden sollen.[1]) Ich möchte noch bemerken, daß ich mich mit einer Détail-Beschreibung der einzelnen Formen nicht übermäßig aufzuhalten gedenke, sondern, dem Vorbilde Tournouer's folgend, den Hauptwert darauf legen werde, Unterschiede und Ähnlichkeiten zu bekannten Formen zur Charakterisierung zu benutzen.

Trochocyathus pyrenaicus Mich. spec.

(*Flabellum pyrenaicum* Mich. Iconographie Zoophytologique, S. 271, Taf. 63, Fig. 2) = *Turbinolia calcar* d'Arch. in M. S. G. F. (2) 2, S. 192, Taf. 5, Fig. 1—3.

Nach Milne-Edwards und Haime: Hist. nat. des Corall., II. S. 42: „Palis minces". Ich sehe überhaupt keine.

Balanophyllia geniculata d'Arch.

Textfig. 1—2.

d'Archiac: In M. S. G. F., II. 2, S. 193, Taf. 7, Fig. 7; Milne-Edwards und Haime: Hist. nat. des Corall., III. S. 103; ? *Trochocyathus cornutus* Haime bei Tournouer in de Bouillé: Paléontologie de Biarritz, Pau, 1876, S. 54.

Wie bereits Milne-Edwards und Haime kurz betonen, sind die Hauptrippen für diese an der Côte des Basques durchaus nicht übermäßig seltene Art von d'Archiac zu stark betont worden.

Fig. 1.

[1]) Herr Dr. Liebus bezieht sich auf meine Bestimmungen in einem inzwischen im Jahrb. der K. K. geol. Reichsanst. **56**. Wien 1906. S. 351 ff. zum Abdrucke gelangten Aufsatze über die Foraminiferenfauna von Biarritz. Die Probe No. 4, welche hier mitverarbeitet ist, gehört übrigens, wie hier bemerkt sein mag, nicht in das Profil von Biarritz, sondern stammt, wie aus der englischen Bemerkung des Herrn Halkyard klar hervorgeht, aus der Umgegend von Cannes in der Provence, und zwar scheinen hier pliocäne Mergel neben Nummulitenkalken vorzuliegen, wie deren in dieser Gegend seit langer Zeit bekannt sind.

Es existiert kaum ein Unterschied in der Rippenstärke. Wenn, wie selten, die Außenseite der Form garnicht abgerieben ist (vgl. Textfig. 2), sieht man ihre Rippen als breite, flache, vielfach verschlängelte Bänder, die sich gelegentlich gabeln und eine größere Anzahl unregelmäßig gestellter, locker verbundener Trabekel erkennen lassen, zwischen denen große Poren stehen; diese letzteren sieht man besonders deutlich in den Zwischenräumen zwischen den Rippenbändern. Die Einschnürung, welche D'Archiac erwähnt, ist mehrfach zu erkennen und ganz unregelmäßig, wie überhaupt die Form mehrfach gewunden ist. Infolge der meist vorhandenen Abreibung ändert sich das ganze Bild der Außenwand, und die Unterschiede in der Stärke der Septocostalien, die nach innen in ihren älteren Teilen kompakter werden, treten stärker hervor; ja es bildet sich an der Außenseite sogar eine Andeutung von seitlicher Kante, was an *Trochocyathus pyrenaicus* erinnert (Textfig. 1). Der Stern ist nicht ganz

Fig. 2.

kreisförmig (9 : 10 mm). Ich sehe keine so innige Verbindung der Septen des letzten Cyclus mit ihren Nachbarn, wie sie Milne-Edwards und Haime angeben, im Gegenteil scheinen diese durchaus frei zu bleiben.

Parasmilia flabelliformis Opph.

Vgl. Text u. Abbild. in meinen Priabona-Schichten. Palaeontogrph. XVII, S. 71, Taf. III, Fig. 1.

Flabellum appendiculatum Brongt.

Desgl. Priabona-Schichten, S. 75—78.

Cytherea Vasconum n. sp.

(Taf. IX, Fig. 5). — Verwandt mit *C. elegans* Laml.[1]) aber weit ungleichseitiger. Wirbel ganz nach vorn geschoben. Hinterer Schloßrand nicht so stark absinkend Analende weniger zugespitzt. *C. Héberti* Desh.[2]) ist gewölbter und relativ breiter, hinten ebenfalls mehr zugespitzt. Von den gleichfalls teilweise ähnlichen Formen aus dem Alt-Tertiär von Kamerun ist *C. anadyomene* Opph.[3]) die ähnlichste, aber auch sie ist weniger ungleichseitig, gewölbter und hat stärkeren Bogen des hinteren Schloßrandes.

Coll. Liebus in Prag.

Cerithium cinctum Brug.[4])

Eine durchaus der Pariser Art entsprechende Spitze. Da die hinteren Perlen größer sind als diejenigen der beiden vorderen Reihen, ist *C. praecinctum* Cossm.[5]) der Sande von Cuise und Bois-gouêt ausgeschlossen. — Coll. Liebus in Prag.

Cerithium sublamellosum d'Arch.[6])

Taf. IX, Fig. 6—6a.

Diese an der Côte des Basques ziemlich häufige kleine Art hat in etwas älteren Exemplaren 4 (nicht 3, wie d'Arch. angibt) Knotenreihen, zwischen welchen sich je eine feinere einschiebt. Die Umgänge schließen nicht genau aneinander, sodaß man 1—2 feine Basalstreifen zwischen ihnen vorleuchten sieht. *C. lamellosum* Brug. wie das ihm näherstehende oligocäne *C. Ighinai* Michtti[7]) hat weit weniger Längsrippen, keinen Mündungsvarix und nicht so stark auseinanderweichende Umgänge. Ich habe, da d'Archiac's

---

[1]) Cossmann: Cat. I, S. 112. — Vgl. auch Cossmann u. Pissarro: Iconographie complète des coquilles fossiles de l'éogène des environs de Paris. Paris 1904. t. XI, f. 40—50.

[2]) Anim. s. vert. I, S. 436, t. XXX, f. 13—16. Cossmann: Cat. I S. 101. Cossmann u. Pissarro: Iconographie, t. X, f. 50—53.

[3]) Vgl. Esch, Solger, Oppenheim, Jaekel: Beiträge zur Geologie von Kamerun. Stuttgart, 1904, S. 266, t. VII, f. 22—22a. — Ich weiß nicht, weshalb auf dem Titelblatt des Werkes mein Vorname in „M." abgekürzt wurde.

[4]) Deshayes: Env. de Paris II, S. 388, t. XXXXIX, f. 12—14. Cossmann: Cat. IV, S. 70.

[5]) Mollusques éocéniques de la Loire - Inférieure, S. 184, t. XV, f. 18.

[6]) Description des fossiles recueillis par M. Thorent dans les couches à nummulines des environs de Bayonne. Mémoires de la société géol. de France (II) 2, S. 215, t. IX, f. 8—8a.

[7]) Vgl. meine Darstellung dieser Form in dieser Zeitschr. 1900, S. 301.

Fig. nicht gut ist, s. Zt. bei meiner Bearbeitung der Monte Pulli-Fauna[1]) *C. sublamellosum* d'Arch. fälschlich als Varietät der Pariser Art aufgefaßt und möchte diese Ansicht heute nicht mehr vertreten. Die Art ist hier auf Taf. IX, Fig. 6—6a nach von mir selbst an der Côte des Basques gesammelten Exemplaren neu dargestellt. (M. Samml.)

Gibbula lucida n. sp.

Taf. IX, Fig. 1a—d.

Schale klein, breit und verhältnismäßig niedrig, aus 4 Umgängen gebildet, deren letzter 3 mal so hoch ist, als die Spira. Embryo blasenförmig, etwas eingesenkt, erster Umgang sehr schmal, mit einem sich auf den zweiten fortsetzenden Mediankiel versehen. Die weiteren Windungen rasch an Höhe zunehmend, von sehr schwachen, nur unter der Lupe wahrnehmbaren, leicht eingeschnittenen, etwas wellenförmig geschwungenen Spiralen durchfurcht. Nähte etwas unregelmäßig, schwach eingeschnitten. Schwache, sehr entfernt stehende Anwachsstreifen neben 2 tiefen Furchen, den Resten von Wachstumspausen. Der letzte Umgang sinkt jäh zu der stark geneigten Mündung herab. Diese ist rundlich-eiförmig. Der Außenrand ist einfach, die Columella seitlich verbreitet, beide durch einen schwachen Callus, der den tiefen Nabel freiläßt, verbunden. Die Basis ist kaum gewölbt, gegen den Nabel hin sogar eingesenkt und trägt außer den erwähnten zarten Spiralen nur einen in der Fortsetzung der Furche befindlichen Wulst. Ein Nabelstiel oder ein in die Durchbohrung hineinziehendes Band fehlen ebenso wie Mündungszähne. Höhe 4, Breite 3 mm. M. Samml., von mir 1896 aufgefunden.

Infolge der Einfachheit der Verhältnisse in der Nabelgegend bietet keine der Pariser Formen[2]) Anknüpfungspunkte dar. Ähnlich, aber in der Gestalt wohl verschieden, sind einige kleine Arten des venezianischen Oligocän, wie z. B. *Gibbula crescens* Fuchs[3]).

Syrnola (*Loxoptyxis*)[4]) *biarritzensis* n. sp.

Taf. IX, Fig. 16a—b.

Schale klein, pfriemenförmig, kurz gedrungen, in den Flanken

[1]) Diese Zeitschr. 1904, S. 400, wo auch die auf *C. lamellosum* Brug. bezügl. Literatur einzusehen ist.

[2]) Vgl. Cossmann: Cat. III, S. 59 ff.

[3]) Conchylien-Fauna des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschrift. der Wiener Akad. XXX, 1870, S. 170, t. III, f. 4—6 und meine Revision der venezian. Oligocän-Fauna in dies. Zeitschr. 1900, S. 283.

[4]) Cossmann: Cat. III, S. 103.

walzenförmig abgerundet, vorn kaum verengt, hinten stumpf. 10 sehr langsam anwachsende Umgänge, deren letzter etwa $^1/_4$ der Gesamthöhe erreicht. Nähte schwach eingeschnitten, nach vorn ganz leicht gekielt. Anwachsstreifen gerade, auch hinten nicht eingebuchtet. Embryo knäuelförmig, nach links gewunden („dévié"), sodaß der Anfang seitlich vor dem ihn bedeckenden 1. Embryonal-Umgange liegt („projeté latéralement"). [1]) Mündung klein, mit 2 deutlichen Falten, von denen die vordere etwas schwächer ist. Höhe 6, Breite $1^1/_2$ mm.

Côte des Basques, m. Sammlg., legi 1896.

Diese Form ist nach ihrem ganzen Aufbau und nach der Gestalt ihrer Embryonal-Windungen eine typische *Syrnola* und scheint mir, da sie zwei Falten, aber eine gerade, nicht ausgebuchtete Außenlippe besitzt, in die Sektion *Loxoptyxis* Cossm. zu gehören, deren einziger Repräsentant *S. conulus* Cossm. sich in der allgemeinen Form so stark unterscheidet, daß eine Aufzählung der Unterschiede erübrigt. Von den Arten der Sektion *Diptychus* Cossm. [2]), an die ich zuerst gedacht hatte, die aber eingebuchtete, hier nach der Form der Anwachsstreifen ausgeschlossene Außenlippe besitzt, stehen *S. clandestina* Desh., *speciosa* Desh., *emarginata* Cossm. und zumal *pupoides* Cossm. [3]) in der Gestalt entschieden nahe, lassen sich aber im einzelnen durch eine Reihe von Merkmalen unterscheiden. So hat *S. clandestina* tiefer eingeschnittene Nähte, *emarginata* Cossm. ist weniger gedrungen und hat schwächere Falten, *S. speciosa* ist länger und hat gewölbtere Windungen, *S. pupoides* Cossm., die in der Gestalt sehr ähnlich ist, hat eine ganz zurücktretende vordere Mündungsfalte.

Diastoma biarritzense n. sp.

Taf. IX, Fig. 18.

Diese Art unterscheidet sich durch breitere Längsrippen und schmälere Zwischenräume, wie durch das Verflachen der ersteren gegen die Mündung hin, durch weniger eingeschnittene Nähte und geringere Konvexität der Umgänge, durch stärkere Spiralen, wie durch eine durch die hintersten Spiralen gebildete Nahtrampe von *D. costellatum* Lam. Das gleiche gilt von dem oligocänen *D. Grateloupi* d'Orb. Weitaus am ähnlichsten ist *D. Fuchs* Opph. (= *Cerithium Testasii* Fuchs non Grateloup) [4])

[1]) Ebenda, S. 104.
[2]) Ebenda, S. 95.
[3]) Ebenda S. 96—97.
[4]) Vgl. meine Revision der venezianischen Oligocän-Fauna in dies. Zeitschr. 1900, S. 296.

aus den venezianischen Gomberto-Schichten, das aber weniger und geradere Längsstreifen und keine Nahtrampe besitzt. Die Type hat etwa die Größe des *D. costellatum* Lam. *D. (Melania?) orthesensis* Tourn.[2]) ist, wie noch hinzugefügt sei, gänzlich verschieden.

Coll. Degrange-Touzin in Bordeaux.

Nassa prisca n. sp.

Taf. IX, Fig. 7a—b.

Schale klein, turmförmig, hinten zugespitzt, mit 9 leicht auseinanderweichenden, durch vertiefte Nähte getrennten Umgängen, die kaum doppelt so breit als hoch sind und breite, flache, durch schmale Interstitien getrennte Spiralen tragen neben schwach hervortretenden und relativ seltenen Anwachsstreifen. Die Embryonalwindungen sind von dem Rest der Schale nicht zu unterscheiden. Die Mündung ist leicht geneigt zur Höhenachse, die kurze Columella, welche keinerlei Band von außen erkennen läßt und auch innen ohne jede Andeutung von Falten und Zähnen ist, wird vorn schräg abgeschnitten und in ihrem weiteren Verlaufe leicht gedreht. Der letzte Umgang ist niedriger als die Spira. Die stark gewölbte Basis ist ungenabelt und trägt etwa 12, in ihrer Stärke wechselnde, Spiralen. Höhe 5, größte Breite 3 mm. M. Samml.

Diese s. Z. an der Côte des Basques nicht seltene Art hat bereits durch Herrn Cossmann[3]), dem ich Exemplare mitgeteilt

---

[1]) In R. de Bouillé: Biarritz. Congrès scientif. de France. XXXIX. session à Pau, 1873, t. VI, f. 9.

[2]) Paléoconchologie comparée IV, Paris 1901, S. 179. — In dieser Bearbeitung des Bucciniden durch Cossmann findet sich ein Fehler, der verbessert werden muß. Der Autor trennt auf S. 187—190 nach dem Vorgange von Rovereto in durchaus sachgemäßer Weise die beiden Genera *Latrunculus* Gray. (= *Dipsacus* Klein = *Eburna* Lam.) und *Peridipsacus* Rov. Er macht aber zum Typus der ersteren Gattung neben *L. Appenninicus* eine Art aus dem Oligocän von Sangonini, „die mit Unrecht mit *Eburna Caronis* Brongt. verwechselt wäre", während er die echte *Eburna Caronis* zu *Peridipsacus*, d. h. zu den ungenabelten Formen stellt. Nun ist es mir an und für sich sehr zweifelhaft, ob *L. appenninicus* Bell. nicht mit dem typischen *L. Caronis* Brongt. zusammenfällt. Cossmann scheint a. a. O. S. 189 die venezianische Art, die seiner Ansicht nach mit *Eburna Caronis* verwechselt wäre, selbst mit *L. appenninicus* zu vereinigen geneigt zu sein. Ich weiß wirklich nicht, wie der Autor zu allen diesen Verwechselungen gekommen ist, da die Frage, auf welche Form der Name *Eburna Caronis* Brongt. zu beziehen sei, doch schon seit Semper, d. h. seit dem Jahre 1861, genügend aufgeklärt worden ist. (Vgl. Johann Otto Semper: Palaeontol. Untersuchungen, Neu-Brandenburg 1861, S. 203 ff.) Demnach ist *Eburna Caronis* Brongt. von Sangonini mit Sicherheit der Typus des Genus *Latrunculus*.

hatte, kurz Erwähnung gefunden. Ich habe nicht ermitteln können, in welche Gruppe der Bucciniden unsere Type gehört, finde aber noch am meisten Beziehung zu den sonst durchweg neogenen Nassen. Eine Zugehörigkeit zu *Pisanianura* Rov., wie sie Cossmann annimmt, ist schon wegen der Gestalt des Kanals, der dort fast gänzlich reduziert, hier aber sehr ausgesprochen ist, auszuschließen.

Eutritonium[1] (*Sassia*)[2] *biarritzense* n. sp.
Taf. IX, Fig. 2a—c.

Diese Form ist anscheinend von Tournouer[3] auf den Pariser Triton *nodularius* Lam. bezogen worden, dessen Skulptur viel gröber ist, der einen spitzeren, nicht blasenförmig geschwollenen Embryo besitzt, und dessen Gaumenfalten nach Cossmann[4] stets zweiteilig sein sollen. Unsere Art besitzt hingegen eine ganz stumpfe, aus $3^1/_2$ Umgängen zusammengesetzte Embryonalblase, deren $1^1/_2$ erste Windungen glatt sind, während die folgenden starke Spiralstreifung zeigen, hinter der die spärlichen, zudem sehr schrägen Längsrippen ganz zurücktreten. Die sieben starken Gaumenfalten sind überdies nie zweiteilig, die Columella trägt vorne drei schwache Zähne. Sehr bemerkenswert ist ferner das unregelmäßige Absinken der Naht an den beiden letzten Umgängen, d. h. der weit größere Winkel, in dem diese zu der Höhenachse stehen. Wenn Tournouers Abbildung[5] dieselbe Art darstellen soll, so wäre sie zumal hierin unbedingt zu verbessern. Dagegen zeigt sie sehr deutlich die feine, sehr zierliche Streifung zwischen den Längsrippen, welche diese Art auszeichnet.

Die von Rouault[6] aus Bos-d'Arros als Triton *nodularius* Lam. s. Z. beschriebene und abgebildete Form ist verschieden sowohl von der Pariser als von der Biarritzer Art und weicht von jeder von ihnen mehr ab, als beide untereinander. Es ist seltsam, daß Deshayes[7] das Zitat einfach wiedergibt, ohne sich über seine Berechtigung zu äußern. Herr Cossmann schrieb mir s. Z., daß er nach Autopsie der Type von Biarritz diese für verwandt mit dem *T. goniatus* Cossm.[8] des Pariser Grobkalkes ansähe; doch hat dieser nicht die hervortretenden Knoten und einen ganz abweichenden Embryo. Was endlich *T. bicinctum*

[1]) Cossmann: Paléoconchologie comparée, V. S. 123.
[2]) Ebenda, IV, S. 93.
[3]) Biarritz, 1873, t. V, f. 3—3a.
[4]) Cat. IV, S. 120.
[5]) a. a. O.
[6]) Mémoires de la Société de France (1) 3, S. 39, t. XVIII, f. 2—3.
[7]) An. s. vert. III, S. 305.
[8]) Cat. IV, S. 118, t. IV, f. 9.

Desh.[1]) anlangt, den d'Archiac von Biarritz angibt, so sind bei ihm die Umgänge hinten nicht wie bei unserer Form abgeplattet, abgesehen davon, daß er nach Deshayes[2]) eine der größten Arten des Pariser Beckens darstellt und daher wohl schon deshalb nicht mit unserer kleinen Form zu vergleichen sein dürfte. — Höhe des abgebildeten Exemplars: 12 mm; größte Breite: 7 mm. — Côte des Basques bei Biarritz.

Streptochetus pulveris n. sp.

Taf. IX, Fig. 9a—c.

Schale klein, spindelförmig, vorn stumpf, nach hinten zu bauchig erweitert, mit sehr kurzem, vorn weit offenem Kanale. 6 Umgänge, von denen 2 den Embryo bilden, ziemlich flach, durch schwach eingeritzte, leicht geschwungene Nähte getrennt; der letzte ist etwas höher als die Spira. Der Embryo ist auffällig blasenförmig aufgetrieben und sitzt schief wie eine Mütze auf dem Rest der Schale („dévié" bei Cossmann). Die Skulptur, aus starken Längsrippen und schwächeren Spiralen gebildet, setzt erst gegen das Ende des 2. Umgangs ein. Die Längsrippen sind wenig gebogen und insofern ungleich, als sich in unregelmäßigen Abständen ein stärkerer Wulst zwischen sie einschiebt. Ich zähle 12 von ihnen auf der vorletzten Windung. Sie sind breiter als ihre Zwischenräume und werden von je 4—5 Spiralen überbrückt und leicht geknotet. Auf der letzten Windung schiebt sich zwischen die stärkeren Spiralen regelmäßig je eine schwächere ein, während sich die Längsrippen gegen die sehr gewölbte Basis hin vollständig verlieren. Die Mündung liegt annähernd parallel zur Höhenachse. Die Columella ist deutlich gedreht und trägt weder äußeres Band, noch innere Falten. Der Außenrand, der nicht vollständig erhalten ist, läßt eine Reihe von Gaumenzähnen erkennen. Der Kanal ist breit und kurz. Höhe $10^1/_2$, Breite $3^1/_2$ mm. Meine Sammlung, von mir selbst 1896 aufgefunden.

Nach der Gestalt ihres blasenförmig aufgetriebenen und dazu aus der Richtung gebrachten Embryos wie nach dem Fehlen eines äußeren Columellarbandes gehört diese Form in die Nähe von *Siphonalia* und *Streptochetus*. Unter den letzteren, die im allgemeinen schmäler sind und mehr an echte Fusiden erinnern, ist *St. clathratus* Cossm.[3]) ähnlich, auch in der breiteren Buccinidenähnlichen Gestalt. *Tritonidea* hat eine mit Zähnen versehene Columella und kleineren, nicht aufgeblasenen und in der

[1]) Env. II, S. 614, t. LXXX, f. 33—35.
[2]) An. s. vert. III, S. 305.
[3]) Cat. IV, S. 159, f. 41.

Richtung veränderten Embryo. Der letztere ist auch bei *Suessonia* Cossm. gänzlich verschieden.

Sycum Tournoueri n. sp.

Taf. IX, Fig. 13.

? Fusus bulbiformis Lam. bei Tournouer in de Bouillé: Paléontol. de Biarritz, 1876, S. 57.

Es läßt sich nicht leugnen, daß die hier abgebildete Type von der Côte des Basques den Pariser *Sycum*-Arten sehr ähnlich ist, identifizieren kann ich sie indessen mit keiner, auch nicht mit dem nächststehenden *S. bulbiforme* Lam. Die Form von Biarritz ist vor allem schlanker und vorn mehr zugespitzt. Ihre Spira ist länger. Die weniger gewölbten Umgänge sind auf ihrem ersten Drittel undeutlich kielförmig herausgewölbt. Die Nähte sind tiefer eingeschnitten und zumal nach vorn hin geradezu kanalförmig entwickelt. Da ich nach oftmaligen Vergleichen mit größeren Materialien diese Unterschiede immer wiederkehren sehe, muß ich sie für durchgreifend halten.

Metula biarritzensis n. sp.

Taf. IX, Fig. 11a—c.

Schale klein und zierlich, von der Größe des *M. decussata* Lk.[1]). 9 langsam an Größe zunehmende, etagenförmig abgesetzte, durch mäßig vertiefte Nähte getrennte Umgänge, welche etwa $2^1/_2$ mal so breit als lang sind. Der spitze Embryo hat 4 glatte Windungen, deren erste leicht angeschwollen ist. Skulptur aus gedrängten, breiten, leicht gebogenen, durch schmale Interstitien getrennten Längsrippen zusammengesetzt, zwischen welchen gelegentlich unregelmäßige Vertiefungen als Reste von Wachstumspausen verlaufen. Diese Längsrippen werden durch entfernt stehende, relativ schwache Spiralen gekerbt und in etwas unregelmäßige, häufig schiefe Rhomben zerlegt. Auf dem kurzen Kanal werden die Längsrippen sehr viel zarter, sodaß hier eine mehr netzförmige Skulptur entsteht und auf dem Siphonalende schließlich nur Spiralen übrig bleiben. Die nicht ganz erhaltene Mündung ist eng und etwa so hoch wie $^1/_3$ der Schalenhöhe. Der vordere Kanal ist breit und seicht. Die Columella nicht abgestutzt und kaum gedreht. Der nicht verdickte Aussenrand trägt eine Reihe von Gaumenzähnen. Höhe 13, Breite 6 mm.

Diese zierliche Form ist sicher der *Metula decussata* Lk. ähnlich, unterscheidet sich aber bei näherem Zusehen durchgreifend in Gestalt und Skulptur.

---

[1]) Deshayes: Environs de Paris II, S. 649/50, t. LXXXVII, f. 1—6. Cossmann: Cat. IV, S. 144.

Cypraedia Degrangei n. sp.

Taf. IX, Fig. 17a—c.

Schale sehr klein, sehr breit, sehr kugelig, nur vorn in den ganz kurzen Kanal zugespitzt. Hinterende schwach konvex, ohne jede Spur einer Spira. Rückenstreifen fehlt vollständig. Skulptur besteht aus 12 sehr scharfen und schmalen, hinten etwas schrägeren, vorn horizontalen Querkämmen, die durch breite Zwischenräume getrennt werden, und zwischen welche sich gelegentlich gegen die Mündung hin noch weitere einschalten. Die letztere ist schmal, die Rückenleisten gehen auf der Columellarseite in sie hinein, dagegen nicht auf dem dorsalwärts stark abgesetzten dicken Außenrande. Ein hinterer Kanal fehlt, der vordere ist breit und kurz und zu beiden Seiten schräg abgeschnitten. Höhe 3, Breite $2^1/_2$ mm.

Am ähnlichsten von mir bekannten Formen würde *C. pedicularis* Desh.[1]) sein, welche aber eine Rückenfurche besitzt und daher von Cossmann zu Trivia gerechnet wird. Diese Form der mittleren Sande ist im übrigen, auch abgesehen von diesem Merkmale, wenn die Abbildung bei Deshayes richtig ist, durch ihre gleichmäßigere, vom nicht so verjüngte Gestalt zu unterscheiden, wobei ich noch betonen möchte, daß Deshayes die Rückenfurche auf seiner Figur nicht angibt, während sie Cossmann bei der nah verwandten *C. Bouryi*[2]) deutlich zeichnet. Bei der Form von Biarritz fehlt, wie erwähnt, jede Andeutung davon, während diese auch sonst bei älteren Trivien, wie z. B. bei der von mir aus dem venezianischen Unt.-Olig. s. Zt. beschriebenen *T. oligocaena*[3]) *mihi* leicht und sicher beobachtet werden kann. Es fehlt auch jede Spur der Spira („gouttière au sommet“ bei Cossmann)[4]), sodaß manche *Eratopsis*-Arten, die in der allgemeinen Gestalt noch ähnlicher werden, wie meine *E. rediviva* aus dem Priabonien von Castelcies[5]), schon dadurch generisch wohl unterschieden sind.

Marginella (Faba[6]*) gibberosa* n. sp.

Taf. IX, Fig. 12a—c.

Schale sehr klein, kurz und gedrungen, mit blasenförmigem aus 2 Windungen bestehendem Embryo und 4 weiteren, sehr

---

[1]) Env. de Paris II, S. 727, t. 97, f. 9—10 (= *C. Lamarcki* Deshayes non Gray. An. s. vert. III, S. 566. Cossmann: Cat. IV, S. 107.

[2]) Cat. IV, S. 107, t. IV, f. 10—11.

[3]) Diese Zeitschr. 1900, S. 308, t. XI, f. 5—5b.

[4]) Paléoconchologie comparée V, Paris 1903, S. 171.

[5]) Palaeontogr. 47, 1901 S. 236, t. I, f. 7—7b.

[6]) Cossmann: Paléoconchologie comparée, III, S. 84.

langsam an Höhe zunehmenden Umgängen, deren letzter doppelt so hoch ist als die Spira. Nähte rinnenförmig vertieft, vorn mit einer deutlichen Kante versehen. Mündung parallel zur Höhenachse, sehr schmal. Aussenrand nicht erhalten. Columella mit 4 Falten, von denen die beiden vorderen, eng aneinander gerückten sehr schräg liegen, während die beiden hinteren fast horizontal sind. Höhe 3, Breite ca. $1^1/_2$ mm. M. Samml., von mir 1896 aufgefunden.

Diese winzige, sehr eigenartige Form scheint zu der Gruppe *Faba*[1]) Fischer zu gehören, welche nach Cossmann nur in *M. phaseola* Brongn. einen europäischen Vertreter hat. Allerdings fehlen ihr die Längsrippen, welche von den Autoren für diese Gruppe gefordert werden. Ich wüßte aber keine Unterabteilung von Marginella, wo sie sonst unterzubringen wäre, und zu dieser Gattung muß man sie doch wohl rechnen, obgleich der verbreitete und umgeschlagene Außenrand nicht erhalten ist, da Mitra und gar Voluta durch die Verhältnisse der Embryonal-Windungen und den ganzen Aufbau ausgeschlossen erscheinen.

Marginella portus n. sp.

Taf. IX, Fig. 14a—b.

Schale mittelgroß, kurz gedrungen, in der Mitte stark verbreitert, hinten sehr stumpf, nach vorn zugespitzt. 6 sehr langsam anwachsende Umgänge, die durch flache, etwas unregelmäßige Nähte getrennt werden, hinten leicht aufgetrieben sind und deren letzter auf der Rückenseite etwa doppelt, auf dem Bauche etwa 3 mal so hoch ist als die Spira. Die ersten Umgänge sind breit und der blasige Embryo liegt fast ganz flach der folgenden Windung auf. Deutlich erkennbar sind zarte, dichtgedrängte Anwachsstreifen. Die Mündung ist eng und schmal. Die Naht des letzten Umganges steigt zu ihr sehr deutlich herauf. Der Außenrand ist mäßig verdickt, die Collumellarseite, zumal nach vorn hin, abgeplattet, der Ausschnitt breit und kurz. Von Falten kann ich nur 2 erkennen, die beide sehr kräftig sind, und von denen die vordere mehr ansteigt. Von einer Teilung dieser Falten auf dem Spindelbleche, wie sie die sonst recht ähnliche *M. praegnans* Opph.[2]) zeigt, fehlt hier jede Spur. Höhe 14, Breite 8 mm.

Ich war früher versucht, wie ich a. a. O. ausführe, diese Form von Biarritz mit meiner *Priabona*-Art zu identifizieren,

[1]) Cossmann: Paléoconchologie comparée, III, S. 84.

[2]) Priabona-Schichten, S. 222, t. XIX, f. 12—12b. — Die Mündungsfalten der Type von Biarritz, welche ich s. Zt. nicht erkennen konnte, sind von mir später herauspräpariert worden.

doch weicht sie genügend ab und gehört nicht einmal in dieselbe Sektion. *M. amphiconus* Fuchs[1]) ist gleichfalls ähnlich in der Gestalt, aber breiter, nach vorn nicht so zugespitzt, mit längerer Spira versehen und auch in den Falten abweichend. Wenn von den letzteren wirklich nur 2 vorhanden wären, wie ich nach dem mir vorliegenden Unikum vermuten muß, so würde die Type unter den Marginellen[2]) ganz isoliert dastehen.

Mitra Degrangei n. sp.
Taf. IX, Fig. 4 a—b.

Nahe verwandt mit *M. cancellina* Lam.[3]), hat aber stark eingeschnittene Nähte, höheren letzten Umgang, bedingt durch größere Länge des Siphonalkanals und weicht auch in den 4 Mündungsfalten ab, da hier die hinterste bei weitem die stärkste ist, sie sehr schräg liegen, dicht aneinander gerückt sind, und die vorderste fast ganz zurücktritt. Es sind schwache Längsrippen auf den oberen Windungen nicht vorhanden, und die Spiralen des Columellarhalses wechseln in der Stärke deutlich miteinander ab. Höhe 13, größte Breite 4 mm.

Mitra vasconum n. sp.
Taf. IX, Fig. 10.

Leider nur Fragment von den letzten 4 Umgängen, die mäßig konvex sind und durch vertiefte Nähte getrennt werden. 6—12 breite Spiralbänder auf den beiden letzten Windungen, die von gedrängten, leicht geschwungenen Anwachsstreifen überklettert werden. Diese lassen sich, wo die Oberfläche etwas abgerieben ist, ebenso in den Zwischenräumen, die weit schmäler sind als die Spiralen, erkennen, wie dies bei manchen neogenen Mitren, wie *M. scrobiculata* Lam. der Fall ist.

Drillia (Crassispira) turrella Lk.
Taf. IX, Fig. 15.

Im ganzen bauchiger, in den Nähten tiefer eingeschnitten als bei der Pariser Art, aber doch dieser sonst so ähnlich, daß ich mit Tournouer die Form der Côte des Basques nicht trennen möchte und sie nur abbildete, weil die Figur bei Tournouer

---

[1]) Vicentiner Tertiärbildungen (Denkschr. d. Wiener Akad. XXX, 1870), S. 184, t. X, f. 28—29.

[2]) Vgl. Cossmann: Paléoconchologie comparée III, Paris 1899, S. 79 ff.

[3]) Cossmann: Cat. IV, S. 191. Deshayes: Env. II., S. 669, t. 88, f. 15—17.

(Biarritz, Taf. V, Fig. 7—7a) nicht recht genügt und Cossmann, dem ich die Type zusandte, sie für „bien différent“ erklärte. Der dem Schlitzbande entsprechende Kiel ist wie bei den Individuen der Sande von Cuise häufig verdoppelt.[2])

Drillia nodulosa Lam.
(Taf. IX, Fig. 3a—b).

Die hier abgebildete Type aus Biarritz, die mir in einer Anzahl von Exemplaren vorliegt, stimmt so stark mit Stücken aus Villiers überein, welche mir von französischer Seite als *D. nodulosa* Lam. übersandt wurden, daß ich sie von diesen nicht durchgreifender zu trennen vermag. Ich muß annehmen, daß diese Pariser Stücke der *D. nodulosa* entsprechen, da die Beschreibungen der Autoren ungefähr zutreffen. Allerdings sind die Abbildungen, welche Deshayes[3]), F. Edwards[4]) und Cossmann[5]) gegeben haben, einigermaßen verschieden. Daß die Figur bei den ersteren nicht zutreffend ist, gibt Cossmann selbst an, aber auch die seine macht nicht den Eindruck, sehr entsprechend zu sein. Bei F. Edwards bin ich um so weniger sicher, daß es sich um dieselbe Type handelt, als Cossmann das englische Vorkommnis nicht erwähnt, und mir auch sonst diese englische Form nach hinten zu wenig zugespitzt und in ihren Nähten nicht genügend eingeschnitten zu sein scheint.

Durch relative Länge des Kanals und tief liegende, mit einem stark hervortretenden Bande versehene Nähte würde sich die Form von Biarritz von den Abbildungen der *D. nodulosa* unterscheiden, doch liegen mir, wie erwähnt, zahlreiche Exemplare aus dem Grobkalke vor, die ich nicht zu trennen vermag.

Pleurotoma (Hemipleurotoma) vasconum n. sp.
Taf. IX, Fig. 8.

= *P. denticula Basterot.* var. D. Rouault bei Tournouer: Biarritz, 1873, t. V, f. 9.

Diese Form aus der Verwandtschaft der *P. plebeja* Sow. (= *P. odontella* F. Edw.) besitzt außer einem Embryo von mindestens 3 Umgängen 6 weitere Windungen. Während die 2 ersten Embryonal-Windungen glatt sind, trägt die 3. geschwun-

[1]) Deshayes: Environs de Paris, S. 471, t. LXIV, (64) f. 17—20. An. s. vert. III, S. 385. Cossmann: Cat. IV, S. 282, t. X, f. 24. Cossmann u. Pissarro: Faune éocénique du Cotentin, S. 32, t. IV, f. 24.

[2]) Vgl. Cossmann: Cat. a. a. O.

[3]) Env. de Paris, II. t. LXV, f. 11—14.

[4]) Eocene Cephalopoda and Univalves of England. (Pal. soc.) London, 1877, S. 260. t. XXIX, f. 7a—c.

[5]) Cat. IV, S. 278, t. X, f. 11.

gene Längsrippen. Auf dem ersten postembryonalen Umgange finden sich 2 Kiele, deren hinterer ein breites Band vor der Naht bildet, während der vordere in dicke Knoten zerlegt ist. Dieser letztere rückt allmählich ungefähr in die Mitte des Umgangs, was auf dem vorletzten Umgange vollzogen ist. Er wird ebenfalls hier durch eine mediane Einsenkung 2teilig und entspricht dem Schlitzbande. Vor ihm stellt sich dann etwa an der Naht eine schwächere Knotenreihe ein, während der Raum zwischen ihm und dem sehr breiten Nahtbande etwas eingesenkt und von mehreren schwachen Spiralen durchzogen ist, von denen eine stärker und deutlich gekerbt ist. Die Spiralen auf dem Vorderteil der letzten Windung sind sehr auffällig und stark geknotet. Die Nähte sind außerordentlich schwer zu erkennen. Die ganze Gestalt ist bauchig-gedrungen und nach vorn hin verbreitert. Höhe ca. 20, Breite 6 mm.

Diese Form entfernt sich durch ihre ganze Gestalt, die reichere Skulptur und das Auftreten des starken Nahtbandes von *P. plebeja* Sow. und ihren Verwandten, wie ich dies bereits[1]) betont habe. Auch das, was Rouault[2]) als *Pl. denticula* Bast. var. D. von Bos-d'Arros abbildet und was Tournouer[3]) übrigens unter Fragezeichen mit der vorliegenden Art vereinigt, ist verschieden und entspricht mehr den nordischen Formen.

Conorbis dormitor Sol.

Vgl. F. Edwards: A Monograph of the eocene Cephalopoda and Univalves of England. Palaeontographical society, 1849—77, London, S. 200, Taf. XXIV, Fig. 11 a—c.

Diese charakteristische Art des englischen Ober-Eocän und Unter-Oligocän, welche auch in N.-Deutschland und Venetien[4]), in der letzteren Formation in *Conus alsiosus* Brongt. und *C. procerus* Beyr., sehr nahe Verwandte besitzt,[4]) liegt mir auch von der Côte des Basques aus den Aufsammlungen des Herrn Degrange - Touzin in 2 typischen Exemplaren vor.

---

[1]) a. a. O. Priabona-Schichten, S. 244.

[2]) a. a. O. Mémoires de la société géol. de France. (2) 3, t. XVI, f. 22.

[3]) a. a. O.

[4]) Vgl. Th. Fuchs: Beitrag zur Kenntnis der Conchyl.-Fauna des vicentin. Tertiärgebirges in: Denkschr. d. K. Akademie, XXX. Wien 1870, S. 188.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 4. **1906.**

4. Protokoll der April-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 4. April 1906.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der März-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende widmete dem verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft Herrn Gottfried Müller, Kgl. Landesgeologen, einen warmen Nachruf.

Die Anwesenden erhoben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Bergrat a. D. von Rosenberg-Lipinski, Berlin, vorgeschlagen durch die Herren Dathe, Beyschlag und Krusch;

Herr Regierungsassessor Scipio, Mannheim, vorgeschlagen durch die Herren Philippi, Kirschstein und Janensch.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

Jentzsch, A.: Kurze Anleitung zum Sammeln von Altertümern und geologischen Funden in Ost- und Westpreußen. Königsberg.

—: Aufruf zum Sammeln. Königsberg 1875.

—: Typen preußischer Moore. S.-A. a. Schriften d. Phys.-oek. Gesellschaft zu Königsberg **19**. 1878.

—: Reihenfolge der wichtigsten Erdschichten in Ost- und Westpreußen. Königsberg 1878.

—: Chronologische Übersicht der im Provinzialmuseum der Physikalisch-oekonomischen Gesellschaft ausgestellten geologischen Sammlungen. Königsberg 1890.

Jonker, H. G.: Bijdragen tot de kennis der sedimentaire zwerfsteenen in Nederland. 1. De Hondsrug in de provincie Groningen. 2. Bovensilurische zwerfsteenen.

Kostlivý, St.: Untersuchungen über die klimatischen Verhältnisse von Beirut, Syrien. Vorgelegt d. Königl. Böhm. Gesellsch. d. Wissensch. in Prag am 14. Oktober 1904. Prag 1905.
Krause, P. G.: Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. S.-A. a. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt 1906. No. 2. Wien 1906.
Noetling: Die paläozoische Eiszeit in der Salt Range Ostindiens. S.-A. a. Diese Zeitschr., Monatsberichte **56**. 1904.
Wilckens, O.: Zur Geologie der Südpolarländer. S.-A. a. Centralbl. f. Min. etc. 1906. No. 6. Stuttgart 1906.

Herr **Denckmann** sprach: **Zur Geologie des Müsener Horstes.**

Einem besonders glücklichen Zusammentreffen von Umständen habe ich es zu verdanken, daß ich meine ersten eingehenderen Untersuchungen im Siegerlande in einem Gebiete ansetzen konnte, dessen Gesteine sehr auffällige petrographische Merkmale und Unterschiede aufweisen. Hierdurch wurden Unterscheidungen von Sedimentgruppen sehr erleichtert, und das Verständnis sehr auffälliger tektonischer Erscheinungen ergab sich dadurch von selbst.

Als ich im Sommer 1904 auf Veranlassung des Herrn Oberbergrat Bornhardt, der mich auf den ersten Exkursionen begleitete und in die Gangverhältnisse der Müsener Gruben einführte, zunächst eine oberflächliche Begehung des Müsener Gebirges ausführte, da wurde es schon nach wenigen Begehungen klar, daß die Gegend von Müsen einem außerordentlich stark verworfenem Gebiete angehört. Dieses Resultat meiner ersten Untersuchungen war umso auffälliger, weil es sich hier nicht um Klüfte so harmloser Art handeln konnte, wie sie bis dahin ausschließlich durch den Siegener Bergbau bekannt geworden waren, Klüfte, bei denen zumeist Verschiebungen oder Verwerfungen von wenigen Metern, in ganz seltenen Fällen einmal von 50 Metern in Frage kamen. Hier wurde sehr bald das Vorhandensein von Störungen, von Verwerfungen klar, deren gesamte Sprunghöhe hunderte von Metern betragen mußte.

Die relativ schnelle Orientierung über die allgemeinen tektonischen Verhältnisse des Müsener Gebietes verdanke ich, wie ich bereits andeutete, der leichten Unterscheidbarkeit der in den Müsener Bergen zu beobachtenden Gesteinsgruppen. Es ließ sich schnell feststellen, daß hier zwei Formationen auftreten, eine, die vorwiegend aus roten Tonschiefern mit eingelagerten hellfarbigen Grauwackensandsteinen und Arkosen, bezw. Konglomeraten besteht, eine zweite, die keine bunten, nur graue bis dunkelgraublaue Schiefer enthält, deren Grauwackensandsteineinlagerungen von grünlichgrauer Färbung sind. Die letzteren Gesteine entsprechen in ihrem Gesamtcharakter den Siegener

Schichten mit ihren charakteristischen und vorherrschenden flaserigen Grauwackenschiefern, während die bunten Sedimente mit ihren Einlagerungen lebhaft an die Gesteine des Gedinnien erinnern, wie solche im hohen Venn auftreten. Schon nach den ersten dreitägigen Untersuchungen, die im Gebiete des Müsener Bergbaubezirkes ausgeführt wurden, hatte es sich herausgestellt, daß das eigentliche Gebirge, welches sich zwischen dem Ferndorfer Bache, dem Littfelder Bache und dem Müsener Tale im Kindelsberge und der Martinshardt bis zu 618 und 616 m Meereshöhe erhebt, vorwiegend aus den Gesteinen des roten Gebirges besteht, während die mutmaßlichen Siegener Schichten an dem von mir untersuchten Osthange der Berggruppe und im Müsener Tale auftreten. Es ließ sich ferner schon damals feststellen, daß das rote Gebirge nach Osten hin in seiner normalen Streichrichtung, die hauptsächlich zwischen h. 4 und 5 liegt, nicht fortsetzt, derart, daß man dieses ganz allgemeine Verschwinden der Formation nach Osten hin nur auf tektonische Linien zurückführen konnte, deren Streichen etwa zwischen Südwest-Nordost und Südsüdost-Nordnordwest liegen mußte. Diese Richtung ergab sich aus der Verbindung der von mir auf der Karte festgelegten Grenzpunkte der östlichen Verbreitung des roten Gebirges.

Meine Untersuchungen in der Gegend von Müsen sollten bergbaulichen Zwecken dienen. Im Interesse des Müsener Bergbaues war es wichtig, daß festgestellt wurde, im welchem Zusammenhange der als abschneidende Kluft des Stahlberger Stockes bekannte Stuff zu den Störungen des Gebirges steht. Ich habe deshalb mit Genehmigung meiner Behörde den größten Teil des Oktobers desselben Jahres auf die Untersuchung des Müsener Gebirges verwandt.

Es mußte zunächst versucht werden, festzustellen, ob das rote Gebirge von Müsen älter oder jünger ist, als die den Siegener Schichten zugerechneten Gesteine, ob also auf den von mir ihrer Existenz nach festgestellten Störungen ein Absinken nach Westen oder nach Osten stattgefunden hat. Es ist zwar in der Literatur des Siegerlandes wiederholt die Vermutung ausgesprochen, daß die — nebenbei bemerkt nur aus der Müsener Gegend bekannt gewordenen roten Schiefer als tiefstes Unterdevon, als Gedinnien anzusprechen seien, es fehlte aber für diese Vermutung jeglicher Beweis, umso mehr, als in weiterer Umgebung des Müsener Gebirges keine Petrefaktenfunde bekannt geworden waren, durch die das Auftreten von Siegener Schichten bewiesen wäre. Ein beweisender Fund von *Spirifer primaevus*, *Orthis personata* und *Strophomena Sedgwicki* etc., den ich gelegentlich schon im Jahre 1892 am Leyberge bei Kreuzthal gemacht hatte, war nicht publiziert worden.

Ich habe nun zunächst festgestellt, daß die Gesteine des roten Gebirges von Müsen auch auf der Westseite des Gebirges im Schichtenstreichen nicht fortsetzen, und daß sie hier, wie auf der Ostseite, gegen die als Siegener Schichten angesprochenen Gesteine abstoßen.

Zweitens ergab die auf Grund der neuen Meßtischblätter vorgenommene Kartierung die wichtige Tatsache, daß am Südhange des Gebirges eine normale Überlagerung der Sedimente des roten Gebirges durch die grauen Schiefer und den ihnen eingelagerten Grauwackensandstein stattfindet. Die roten Schiefer wechsellagern nach oben hin mit grauen Schiefern, denen im Hangenden der obersten roten Schiefer ein von Grauwackenschiefern unterteufter mächtiger Grauwackensandstein folgt.

Drittens ließ sich nachweisen, daß in einer Entfernung von etwa 4 Kilometern nach Norden hin von der Auflagerung der Siegener Schichten auf den roten Schichten gerechnet, wieder das rote Gebirge unter den grauen Schiefern und Grauwacken heraustritt. Bei dem gleichmäßigen Einfallen der Schichten nach Südosten läßt diese Art der Fortsetzung des roten Gebirges auf dem östlichen Flügel der Verwerfungszone auf ein Absinken des östlichen Flügels der Störungszone schließen.

Daß die als Siegener Schichten angesprochenen Gesteine wirklich den Siegener Schichten angehören, hat sich durch weitere Petrefaktenfunde bestätigt; *Rensselaeria crassicosta* fand sich sowohl am Westhange des Kindelsberges, unweit des Krombacher Weges, als am Nordhange des Kilgeshahn, am linken Ufer des Ferndorfer Baches.

Aus meinen Ausführungen geht hervor, daß das rote Gebirge von Müsen tektonisch einem Horste angehört, dessen im Durchschnitt h. 4—5 streichende Schichten im Westsüdwesten sowohl, wie im Ostnordosten im Streichen abgeschnitten werden, und zwar, wie sich durch weitere Untersuchungen herausstellte, auf Verwerfungsklüften, die im wesentlichen h. 12—3 streichen, ohne daß einer spezielleren unter diesen Richtungen ein besonderer Vorrang zuzustehen scheint. Der Horst selbst wird, wie sich aus der Verfolgung der südlichen Grenze des roten Gebirges und aus der Verteilung der roten Schiefer und der Grauwackensandsteine in dem mutmaßlichen Gedinnien ergibt, gleichfalls von Störungen durchsetzt, die im Sinne seiner Randverwerfungen streichen.

Der Abbruch des Gebirges vom Horste nach dem westlichen und östlichen Senkungsfelde hin hat auf beiden Seiten staffelförmig stattgefunden. Auf der Westseite markiert sich jedoch der eigentliche Rand des Horstes schärfer als auf der Ostseite.

Dies ist nur z. T. daraus zu erklären, daß ich noch nicht in der Lage bin, mangels einer spezielleren Gliederung in den Siegener Schichten dieses Gebietes, die Staffelnatur dieses Westrandes zur leichtverständlichen Darstellung zu bringen. Die Staffelbrüche des Ostrandes erkennt man auf der Karte leicht daran, daß hier die bereits ausgeschiedenen Grauwackensandsteinzüge nach kurzem Verlaufe im Streichen immer wieder durch die Randverwerfungen abgeschnitten werden.

Wie ich bereits mitteilte, hatte Herr Oberbergrat Bornhardt die Veranlassung dazu gegeben, daß ich die geologischen Verhältnisse der Gegend von Müsen im Interesse des Bergbaues eingehender untersuchte. Herr Bornhardt wird Ihnen ausführliches über die Resultate mehrjähriger Studien über die Natur der Siegener und benachbarten Spateisenstein- und Erzgänge mitteilen, die ihn in vieler Beziehung zu ganz anderen Auffassungen geführt haben, als bisher über Siegerländer Verhältnisse gang und gäbe und in der Literatur zum Ausdrucke gekommen waren. Ich hoffe, daß Herr Bornhardt sich entschließt, auch über seine Untersuchungen am Stahlberge heute Abend mehr zu sagen, als er eigentlich beabsichtigte. Für meine stratigraphisch-tektonischen Untersuchungen handelte es sich hier am Stahlberge darum, die tektonische Natur der unter dem Namen „Stuff“ bekannten Kluft festzustellen und nachzuweisen, in welcher Richtung ev. die Fortsetzung des an dieser Kluft abschneidenden Spateisensteinganges zu suchen war, der unter dem Namen „Stahlberger Stock“ eine große Berühmtheit wegen seines mächtigen und edlen Gangmittels erlangt hat.

Ich will hier nur kurz feststellen, daß sich die Kluft des Stuffes schon auf Grund der Zweigliederung des Müsener Gebirges in mutmaßliches Gedinnien und Siegener Schichten nach den Grubenaufschlüssen als Verwerfung darstellt. Der Beweis ist auf den verschiedenen Sohlen der Grube sehr leicht zu führen, denn in allen Aufschlüssen ist das Hangende der Stuffkluft vom Liegenden mehr oder weniger scharf zu unterscheiden, am schärfsten auf der Erbstollensohle, wo im Liegenden des Stuffes Siegener Schichten auftreten, während im Hangenden das rote Gebirge beobachtet wird.

Der Stuff kennzeichnet sich seinem Streichen, seinem Fallen, und dem Verhalten seiner beiden Flügel nach als einer der zahlreichen Staffelbrüche des Horstrandes, die in ihrer Gesamtheit das hunderte von Metern Sprunghöhe betragende Absinken des Gebirges am Rande des Müsener Horstes veranlaßt haben.

Die Frage, in welcher Richtung nach der eventuellen Fortsetzung des Stahlberger Stockes zu suchen ist, war stratigraphisch-

	Gegend von Siegen nach A. Denckmann 1905/6.	Gegend von Wildberg und Morsbach-Geiningen nach A. Denckmann 1905.
Unter-Coblenz		
Siegener Schichten	**6. Herdorfer Schichten,** Drevermann. Dickschiefrige Schiefer, ebenschiefrig, mit untergeordneten Einlagerungen v. Petrefaktenbänken und von dünnplattigen Grauwacken.	Das Hangende
	5. Rauhflaseriger Grauwackenschiefer, mit untergeordneten Einlagerungen von Dachschiefern (an der Basis), sowie von Grauwackensandsteinen, die in Quarzite übergehen und von Grauwackerschiefern mit kalkigem Bindemittel.	ist noch nicht
	4. Tonschiefer, mit untergeordneten Einlagerungen von Dachschiefern und von dünnplattigem Grauwackensandstein; unten mächtigere Grauwackensandsteine.	untersucht.
	3. Mildflaseriger Grauwackenschiefer, mit untergeordneten, paketweise auftretenden Einlagerungen von Grauwacke und Grauwackensandstein.	Bei Morsbach Gesteine wie 3. Bei Wildberg ist das Hangende noch nicht untersucht.
	Das Liegende ist noch nicht untersucht.	**2. Dickschiefrige, ebenschiefrige Tonschiefer und Grauwackenschiefer, gebändert.**
		1. Odenspieler Grauwacke, teils dickbankige, teils dünnplattige Grauwackensandsteine mit untergeordneten Konglomeraten, die ganze Schichtenfolge sehr mächtig, mit einer schiefrigen Unterlage. In den Konglomeraten *Rensselaeria crassicosta.*
Gedinnien		Wildberger Grauwacke, hellfarbige Grauwackensandsteine, in Arkose und in Quarzit übergehend, mit völlig untergeordneten schiefrigen Einlagerungen.
Zweifelhafte Gesteine des Rimmert-Quarzit-Horizontes.		Das Liegende ist noch nicht hinreichend untersucht. Bei Tilkhausen Porphyre und Quarzite.

Müsener Horst und das anstoßende Sauerland nach Denckmann 1905.	Äquivalente speziellerer Gliederungen älterer Autoren.
Das Hangende ist	wahrscheinlich Untercoblenz nach F. Drevermann, 1904, S. 231. 232. S. 249, von ihm als „Herdorfer Schichten“ bezeichnet.
noch nicht gegliedert; darin Schichten mit	Die Einlagerungen von kalkigem Grauwackenschiefer entsprechen wahrscheinlich den „Seifener Schichten“ F. Drevermanns (s. str. Denckmann).
Rensselaeria crassicosta,	„Hunsrückschiefer“ der älteren Autoren. Frech 1889, S. 187. Drevermann 1904, S. 230.
und bei Kreuzthal rauhflaserige Grauwackenschiefer mit *Orthis personata, Spirifer primaevus, Stropheodonta Sedgwicki* etc.	
1) Am Südrande des Müsener Horstes zu unterst ein Schieferhorizont, darüber dickbankiger Grauwackensandstein, vermutlich Äquivalent der Gesteine von Odenspiel.	
Rotes Gebirge von Müsen. Rote, seltener grüne Tonschiefer mit Einlagerungen von hellfarbigen Grauwackensandsteinen, die in Arkose und in Quarzit übergehen.	Rote Schiefer. Denckmann 1904/05, S. 572, mutmaßlich Gedinnien nach E. Kayser. Der Ausdruck „Fuchs“ der älteren Beschreibungen bezieht sich nur auf die roten Schiefer.
Rimmert-Quarzit. Tonschiefer der Porphyrformation, Decken von Quarzkeratophyr. Sphärosiderit-Schiefer. Im Gebiete zwischen Grisemert, Oberhunden, Welschenennest, Brachthausen.	1. Coblenzschichten nach E. Schulz 1887, Karte zur Bergrevierbeschreibung. 2. „Siegener Grauwacke“ nach E. Kayser 1894, S. 135. z. T. 3. „Rimmert-Quarzit und dessen Begleitgestein“, Denckmann 1904/05, S. 571.

„Seifener Schichten“ nach F. Drevermann 1904.

tektonisch relativ einfach zu beantworten, nachdem die allgemeinen Lagerungsverhältnisse festgestellt waren. Während nämlich an einer etwa ostwestlich streichenden älteren Störung im Liegenden des Stuffes südlich des Stahlberger Stockes rotes Gebirge zu Tage tritt, setzt der Stock selbst in Siegener Schichten auf, die durch die genannte ältere Störung vom roten Gebirge getrennt sind. Es muß also die Fortsetzung des verworfenen Stahlberger Stockes da gesucht werden, wo sein Nebengestein jenseits der Verwerfung wieder auftritt. Da nun auf allen Bausohlen der Grube Stahlberg und über Tage nach Süden hin vom Schachte aus das rote Gebirge im Hangenden des Stuffes ansteht, während das Gebiet der Siegener Schichten, das Gebiet des Nebengesteins vom Stock, nördlich liegt, so war hierdurch die Richtung der Versuchsarbeiten gegeben.

Zum Schlusse meiner Ausführungen über den Müsener Horst möchte ich Ihnen noch einiges vom roten Schiefer erzählen, der in der ausgiebigen Literatur der Müsener Gruben speziell in den Arbeiten von Jung, Bluhme, Nöggerath, Schmeißer und Brücher eingehend gewürdigt wird.

Es war natürlich nicht möglich, daß die stratigraphisch-tektonische Natur des Müsener Gebirges ohne eine geologische Kartierung festgestellt wurde, deshalb ist es auch in den Darstellungen der Müsener Gegend nicht zum Bewußtsein und nicht zum Ausdruck gekommen, daß die hellfarbigen Grauwackensandsteine des Müsener Gebirges mit den roten Schiefern stratigraphisch zusammengehören, und daß sie zusammen mit diesen scharf von den Siegener Schichten getrennt werden müssen. Der „Fuchs“ spielt in der Geschichte des Müsener Bergbaus eine große Rolle. Man beoachtete oft, daß da, wo rote Schiefer auftreten, keine Erze gefunden wurden, und man beschuldigte infolge dessen den roten Schiefer, den „Fuchs“, daß er die Erze verscheuche, ja, daß in ihm die Gänge nicht fortsetzen. Durch den Einfluß dieses Aberglaubens der Bergarbeiter, dem die wissenschaftlichen Bearbeiter der Müsener Gangverhältnisse noch nichts Positives entgegenzusetzen hatten, ist in manchen Fällen eine Ausrichtung verloren gegangener Erzmittel an den sie verwerfenden Klüften entweder überhaupt nicht versucht, oder zur Unzeit eingestellt worden.

Daß der Fuchs von den Arbeitern als Feind der Erzführung angesehen wird, hängt damit zusammen, daß der rote Schiefer in der Regel an Klüften und zwar an Gangklüften sowohl, wie an Verwerfungsklüften auf eine geringe Entfernung von der Kluft, die oft nur wenige Zentimeter beträgt und selten über 1 m Mächtigkeit hinauswächst, seine rote Farbe verloren hat,

daß er gebleicht ist. Der Bergmann, der den Gang und seine Erzmittel verfolgt, und der sich meist wenig um das hangende und liegende Nebengestein kümmert, merkt meist garnicht, daß hinter dem gebleichten „Fuchs", den er natürlich nicht mit dem roten Schiefer identifiziert, sehr bald der normale „Fuchs" folgt. Einen eklatanten Fall, der beweist, wie wenig berechtigt der den roten Schiefer betreffende Aberglaube ist, bietet die Grube Brüche bei Müsen. Der Gang der Grube Brüche, einer der regelmäßigsten Spateisensteingänge des Siegerlandes, der gute Ausbeute geliefert hat, setzt vom Ausgehenden bis zur Stollensohle hinunter im roten Schiefer auf, und es ist kaum wahrscheinlich, daß er im Tiefbau sein Nebengestein wesentlich geändert hat. Allerdings ist es in den Aufschlüssen der Grube für den nicht Wissenden schwer zu erkennen, daß der hellfarbige Schiefer des unmittelbaren Nebengesteins am Gange nichts als gebleichter „Fuchs" ist, hinter dem sehr schnell das normale rote Gestein folgt, wenn man ihn von den Stößen loßhaut.

Im Anschluß hieran sprach Herr Bornhardt: Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes.[1])

An der Diskussion beteiligten sich die Herren Krusch, Beyschlag, Bornhardt, Berg, Scheibe und Denckmann.

Herr **Krusch** sprach: **Inwieweit lassen sich die Erze als Leiterze benutzen?**

Die Erztabellen, welche man in den Lehrbüchern findet, sind in der Regel nur mineralogische Aufzählungen, ohne Berücksichtigung der Häufigkeit des Auftretens der Erze auf ihren Lagerstätten und ihre lagerstättliche Position. In diesen Übersichten, deren Erze häufig nichts anderes gemeinsam haben, als daß sie alle das betreffende Metall enthalten, kommt also die Bedeutung, welche die einzelnen Erze für die Erforschung und Beurteilung der Lagerstätten haben, nicht zum Ausdruck.

Diese Bedeutung hängt nicht nur von der Menge, sondern zum nicht geringen Teil auch von dem Gebundensein an bestimmte, durch Zersetzungsprozesse bedingte Zonen, die sog. sekundären Teufenunterschiede ab, bei denen bekanntlich der Grundwasserspiegel eine wesentliche Rolle spielt.

Zieht man lediglich das Mengenverhältnis in Betracht, so überwiegen in der Regel die primären Erze.

Bei weitem nicht immer proportional den Erzmengen verschiedener Gruben, sind die Metallmengen, auf die es bei der

[1]) Hierüber wird der Vortragende später in dieser Zeitschrift berichten.

Beurteilung der Bauwürdigkeit unserer Erzlagerstätten zum großen Teil ankommt.

Während wir meist eine ziemlich regel- oder wenigstens gesetzmäßige Verteilung des Metallgehaltes in den primären Erzen unter dem Grundwasserspiegel finden, zeigt sich über demselben an vielen Stellen eine mehr oder weniger große nachträgliche Verschiebung, deren klare Erkenntnis notwendig für das Verständnis des betr. Erzvorkommens ist.

Die Ursachen dieser Metallverschiebungen.

Es ist seit langem bekannt, daß die zu Tage ausgehenden Gänge durch den Einfluß der Tagewässer ganz bestimmte Zersetzungserscheinungen erleiden.

Das genauere Studium unserer Erzlagerstätten hat uns aber weiter gezeigt, daß es bei dieser Zersetzung nicht auf die Gangnatur ankommt, sondern daß jede Erzlagerstätte von derselben ergriffen werden kann, sobald sie durch irgend welche Ursachen an der Tagesoberfläche ausgeht und eine schräge Stellung erhalten hat. Die Zersetzungserscheinungen sind also von der Genesis des Erzvorkommens unabhängig; sie hängen nur von der Natur der Erze ab. Gleiche primäre Erze zeigen gleiche Zersetzungserscheinungen, auch bei ganz verschiedener Genesis.

Die Tagewässer, welche das Ausgehende eines Erzvorkommens in Angriff nehmen, enthalten, wenn auch in starker Verdünnung, eine große Reihe chemisch recht wirksamer Verbindungen, wie Chloride, Sulfate, Karbonate, z. T. freie Säuren, wie Kohlensäure u. s. w. und Sauerstoff.

Die Folge davon ist, daß durch die Einwirkung dieser Verbindungen auf die Erze, unter denen die Sulfide die größte Rolle spielen, verdünnte Schwermetallösungen entstehen.

Abgesehen von den häufigen Chloriden und Sulfaten können sich auch Lösungen bilden, die im allgemeinen weniger bekannt sind; so ist z. B. Gold in Alkali-Karbonaten löslich und Silber-Karbonat löst sich in Kohlensäure haltigem Wasser noch leichter als kohlensaurer Kalk. Besonders häufig sind die Zersetzungserscheinungen des Schwefelkieses zu beobachten, die ja wiederholt beschrieben worden sind.

Aus dem Schwefelkies kann sich durch die Einwirkung der Sauerstoff führenden Tagewässer Schwefelsaures Eisenoxyd ($Fe_2(SO_4)_3$) bilden. Diese Lösung ist in der Lage, Edelmetalle, wie Gold, Silber, aber auch Kupfer u. s. w. und eine Reihe von Sulfiden aufzunehmen.

Enthält nun der Schwefelkies, wie es häufig der Fall ist, Gold, Silber oder Kupfer, so werden die Metalle bei der Zersetzung aufgelöst. Die schwefelsauren Lösungen sinken auf der Lagerstätte nieder und kommen in größerer Tiefe mit frischen Sulfiden zusammen, die, da alle zersetzenden Bestandteile der Tagewässer aufgebraucht sind, nicht mehr umgewandelt werden können und nun als Reduktionsmittel wirken. Wenn auch nur die Reduktion von $Fe_2(SO_4)_3$ zu $FeSO_4$ eintritt, ist die Lösung nicht mehr in der Lage, die obengenannten Metalle oder ihre Sulfide in Lösung zu halten.

Durch die Reduktionswirkung der frischen sulfidischen Erze müssen sich demnach Gold, Silber, Kupfer u. s. w. ausscheiden, sei es in Form von Metallen, wie z. B. bei Gold, Silber u. s. w. oder in Form von metallreichen Sulfiden, wie häufig bei Kupfer.

Wie ein einfaches Experiment im Laboratorium zeigt, wirken die Sulfide auf irgend welche Lösungen, welche Gold, Silber oder Kupfer enthalten, ausfällend.

Ich habe z. B. den Versuch mit einer Lösung von Gold-Chlorit (1 : 500), Silbernitrat (1 : 500) und Kupfervitriol (1 : 500) gemacht. Aus der Goldlösung schied sich metallisches Gold, meist hellgelb erdig, zum kleinen Teil metallisch glänzend, schon nach einem Tage auf einer lagenförmigen Verwachsung von Bleiglanz und Zinkblende aus und zwar so, daß kein Unterschied in der Intensität des Ausfallens bei beiden Sulfiden zu erkennen war. Nach zwei Tagen hatte sich fast alles Gold der Lösung auf den Sulfiden abgesetzt.

Ebenso schnell ging die Ausscheidung von metallischem Silber aus der Silberlösung durch eine Verwachsung von Kupferkies mit wenig anderen Sulfiden. Hier erfolgte die Abscheidung zu allererst erdig, nach kurzer Zeit aber metallisch glänzend.

Aus der Lösung von Kupfervitriol schied sich dagegen in dem gleichen Zeitraum von zwei Tagen durch Schwefelkies kein Kupfer ab. Der Zeitraum war zu kurz, die Lösung zu verdünnt.

Je größer die Verwandtschaft zum Sauerstoff ist, desto fester bleiben bei diesem Prozeß die Metalle in ihren Verbindungen. Daß man bei längerer Einwirkung auch Kupfer auf diese Weise ausfällen kann, ist erwiesen. An einigen Stellen der Einigkeitsgrube bei Kupferberg in Schlesien sieht man, wie mir Herr Bergmeister Dr. Kossmann zeigte, dünne Häute von gediegenem Kupfer auf dem Kiesgemenge, welches zum größten Teil aus Schwefelkies besteht.

Es ist anzunehmen, daß man es bei diesen Prozessen nicht lediglich mit einem Reduktionsvorgange zu tun hat, sondern daß bei Erzgemengen galvanische Ströme einen mehr oder weniger

großen Einfluß haben. Zweifellos bilden sich in einem Erzstück, welches aus verschiedenen Sulfiden besteht, durch die zwischen den einzelnen Partikelchen befindliche verdünnte Salzlösung, kleine galvanische Ströme, die sich schließlich zu einem resultierenden Strome zusammensetzen, der eine Abscheidung des Metalles aus der Schwermetallösung bewirkt.

Noch viel schwächere Reduktionsmittel als Kiese, z. B. Grubenholz, können auch ohne das Vorhandensein galvanischer Ströme bei langen Zeiträumen und bei verdünnten Metallösungen recht energische Reduktionswirkungen hervorrufen.

Vor kurzer Zeit fand ich in jungen Tonen im „Alten Mann", einer der Pfälzer Kupfergruben, ein geschwärztes Stück Grubenholz, welches als Neubildung stellenweise eine dünne Kruste von Schwefelkies und stellenweise eine solche von Kristallen gediegenen Schwefels zeigte. Der Schwefelkies dürfte durch Reduktion von schwefelsaurem Eisen entstanden sein. Der gediegene Schwefel hat sich mutmaßlich bei der Umwandlung einer schwefelreicheren Verbindung in eine schwefelärmere gebildet.

Die lösende Einwirkung der Tageswässer auf die Bestandteile einer Erzlagerstätte einerseits, und die ausfällende Wirkung von Reduktionsmitteln und zwar namentlich von noch frischen Sulfiden in etwas größerer Tiefe andererseits, bewirken die Enstehung z. T. recht charakteristischer sekundärer Erze aus den primären Erzen, die aus gewichtigen Gründen von den primären Erzen unterschieden werden müssen.

Bei vollständigem Profil einer Erzlagerstätte ist man gewohnt, die zunächst der Tagesoberfläche liegende Zone, in welcher die Atmosphärilien vor allen Dingen lösend gewirkt haben, als Oxydationszone zu bezeichnen, während die darunter liegende Ganghöhe, in welcher die Sulfide ausfällend wirkten, Cementationszone genannt wird.

Die Oxydationszone ist bekanntlich charakterisiert durch das Auftreten von Karbonaten, Sulfaten, Oxyden, Chloriden, in seltenen Fällen auch Bromiden und Jodiden.

Da ein großer Teil des Eisens schwer zu transportieren ist, scheidet er sich nach kurzer Zeit in der Form von Braun- oder Roteisen ab und bildet eine Eisenanreicherung in der Oxydationszone, die man in den Fällen, wo die Erze an und für sich eisenreich sind, als Eisernen Hut bezeichnet. Ein geringer Eisengehalt macht sich durch leichte Braunfärbung auf Klüften und in Hohlräumen der Gang- bzw. Lagerart geltend.

Da in der Regel ein großer Teil des ursprünglichen Metall-

gehaltes der Oxydationszone in größere Tiefe geführt wurde und nur ein verhältnismäßig geringer in Form von Oxyden u. s. w. zur Ausfällung kam, ist die Oxydationszone meist metallärmer als die primäre Zone, soweit Edelmetalle, Kupfer und einige andere Schwermetalle in Frage kommen.

Dieser in die Tiefe geführte Metallgehalt findet sich angereichert in der darunter liegenden Zementationszone, welche bei vollständigem Verlauf des erläuterten Zersetzungs-Prozesses unmittelbar über dem Grundwasserspiegel liegt; unter demselben treten Zersetzungserscheinungen nur unter ganz besonderen Umständen auf.

Ist die Dauer dieses beständigen Lösungs- und Ausfällungs-Vorganges eine sehr lange, so können in sehr geringer Ganghöhe über dem Grundwasserspiegel Metallmengen angehäuft sein, welche ursprünglich in vielleicht hunderten von Metern Lagerstättenhöhe verteilt waren, die zum bei weitem größten Teil der Abrasion zum Opfer fielen.

Charakteristisch für die Zementationszone oder besser Konzentrationszone ist deshalb das Auftreten der gediegenen Metalle in größerer Menge und der sog. metallreichen Sulfide und Arsenide.

Wenn z. B. das ursprüngliche Erz ein goldhaltiger Schwefelkies war, so führt die Zementationszone größere Mengen von gediegenem Gold auf Klüften und in unregelmäßigen Hohlräumen. War das primäre Erz ein silberhaltiger Bleiglanz, mit vielleicht 100 g Silber, so zeigt die Zementationszone einen Bleiglanz, dessen sämtliche Poren, Klüfte und Gesteinsrisse von gediegenem Silber ausgefüllt sind, sodaß der Silbergehalt einige kg per Tonne betragen kann.

War das primäre Erz ein kupferhaltiger Schwefelkies, so ist das Zementationserz häufig reiner Kupferkies oder reines Buntkupfererz, oder ein Schwefelkies, dessen Poren und Klüfte von Buntkupfererz und Kupferkies ausgefüllt sind.

Nicht nur die Erze der Oxydationszone sind also durch charakteristische Merkmale von den primären unterschieden, sondern auch diejenigen der Zementationszone sind zum großen Teil derartig auffallend, daß sie bei gründlicher Beobachtung ohne weiteres von den primären Erzen getrennt werden können.

Auf dieser Trennung der Erze 1. in oxydische Erze, 2. in Zementationserze und 3. in primäre Erze beruht zum großen Teil die Erforschung einer Lagerstätte und die Beurteilung ihres Metallgehaltes.

Da nicht bei den Erzen aller Metalle eine nachträgliche Verschiebung des ursprünglich mehr oder weniger regelmäßig verteilten Metallgehaltes stattgefunden hat, kann man die Metalle

zunächst in zwei Gruppen zerlegen, nämlich in solche mit ausgeprägten Oxydations- und Zementationszonen und in solche, bei denen man keine Verschiebungen des primären Gehaltes beobachten kann.

Zu den letzteren gehört z. B. Zinn auf denjenigen Lagerstätten, auf denen es in der Form des Zinnsteins auftritt. Das genannte Mineral ist derartig widerstandsfähig gegen die Einwirkung der Atmosphärilien, daß die Kristalle auch dann unversehrt sind, wenn das Nebengestein bis auf wenige Bestandteile vollständig zersetzt ist. Man kann z. B. Zinnstein führende Granite finden, welche zu einem kaolinreichem Grus verwittert sind, während die Zinnsteinkristalle unversehrte Flächen zeigen.

Ähnlich verhält es sich mit dem Chromeisen und anderen Erzen. Bei den Metallen dieser Erze gibt es natürlich keine Leiterze für einzelne Zonen.

A. Metalle mit charakteristischen Leiterzen.

1. Golderze:

Die primären Erze bestehen aus zwei Gruppen, nämlich einerseits aus goldführendem Schwefelkies, Kupferkies, Arsenkies und Antimonglanz, also Mineralgemengen, in denen das Gold nicht zu den wesentlichen Bestandteilen des Haupterzes gehört, andererseits aus den Tellurgolderzen und zwar Calaverit, Sylvanit, Krennerit, Petzit und Nagyagit. Beide Gruppen von Golderzen verhalten sich bei der Ausbildung der Zersetzungszonen verschieden, bilden aber klassische Beispiele für Leiterze in den einzelnen Zonen.

Die kiesigen Golderze zeigen bei vollständigem Profil unter einer goldarmen Oxydationszone, welche nur spärlich Edelmetall auf Klüften, die mit Eisenoxydhydrat oder Roteisen ausgekleidet sind, führt, eine Zementationszone mit einem häufig sehr bedeutenden Goldgehalt auch in den Fällen, wo die primäre Lagerstätte goldarm ist. Auf einzelnen ostafrikanischen Vorkommen z. B. fand man in der Zementationszone über 4000 g in der Tonne, während die primäre Zone nur 10—20 g enthält. Das Gold der Konzentrations-Zone tritt in allen Fällen auf Klüften und als Ausfüllung unregelmäßiger Hohlräume auf. Die Eigenart dieses Vorkommens des gediegenen Goldes, welche namentlich deutlich zum Ausdruck kommt, wenn man die betr. Probe naß macht, — die zahlreichen Klüfte füllen sich dann voll Wasser und das ganze Mineralgemenge wird durch-

[1]) Ich gebe hier nur einige Beispiele. Mit einer vollständigen Übersicht der Erze nach den angeführten Gesichtspunkten beschäftigt sich eine demnächst erscheinende Abhandlung.

sichtiger — ist so charakteristisch, daß man auch in Fällen, wo nur wenig Brauneisen vorhanden ist, schon am Handstück die Herkunft aus der Zementationszone erkennen kann. Dieses Auftreten des gediegenen Goldes ist, soweit meine bisherigen Erfahrungen reichen, ohne Ausnahme leitend für die Zementationszone der fraglichen Goldlagerstätten und deutlich zu erkennen auch da, wo schon die primäre Lagerstätte durch reichlichere Führung von Freigold ausgezeichnet ist.

Der Unterschied zwischen der Oxydations- und Zementationszone besteht also dann nicht lediglich in der Goldmenge, sondern in der Art des Auftretens!

Handelt es sich dagegen in der primären Zone um Tellurgoldlagerstätten, so scheint eine eigentliche Zementationszone zu fehlen, und man kann nur von einer Oxydationszone sprechen.

Das Freigold derselben ist in ganz anderer Weise zum Absatz gelangt, als das Freigold der obengenannten Goldvorkommen, man findet es entweder als erdiges Gold von unscheinbarer brauner Farbe oder als Aggregate außerordentlich kleiner gut ausgebildeter Goldkristalle, gleichsam in der Form eines Schwammes oder als kleine feine hauchförmige Überzüge von winzigen Goldkriställchen oder endlich in Form von glänzenden Sternchen und Blättchen.

Soweit meine Kenntnisse reichen, ist dieses Auftreten des Goldes in reicherer Menge auf die Oxydationszone der Tellurgoldlagerstätte beschränkt. Die braune Färbung, welche das Gestein bei der Zersetzung der Erze erlitten hat, führt an und für sich schon zu der Vermutung, daß man es mit einer sekundären Ablagerung des Goldes zu tun hat. In dem Tellurgolddistrikt Westaustraliens hat man die Erfahrung gemacht, daß diese Oxydationszone der Tellurgoldlagerstätten goldärmer ist, als das primäre Vorkommen. Es müssen sich also hier Lösungen gebildet haben, welche das Edelmetall so festhielten, daß ein Ausfällen durch die primären Erze oder andere Vorgänge auf der Lagerstätte nicht stattfinden konnte und ein Teil des Goldes abfloß.

In der Abhandlung über die australischen Tellurgoldlagerstätten (Z. f. pr. G. Bd. 1903) habe ich der Vermutung Ausdruck gegeben, daß das Vorhandensein des Tellurs und der geringen Selenmenge, die man regelmäßig in den Erzen findet, die Ursache der Wegführung eines Teiles des Goldes war, und es ist z. B. aus der Goldhüttenkunde bekannt, daß Selensäure ein Goldlösungsmittel ist, welches erhebliche Goldverluste verursachen kann.

2. Silbererze:

Die häufigsten primären Silbererze sind: Silberhaltiger Bleiglanz, silberhaltige Zinkblende, silberhaltiger Schwefelkies. In verhältnismäßig geringer Menge findet sich gediegen Silber in der primären Zone und noch seltener kommen hier in reichlicher Menge die silberreichen Sulfide, Arsenide u. s. w. vor.

Ist das Profil einer Silberlagerstätte vollständig, so zeichnet sich die Oxydationszone im allgemeinen durch Silberarmut aus. Chlorsilber ist auf derselben häufiger, gediegen Silber kommt in geringer Menge vor. Brom- und Jodsilber sind wesentlich seltener und setzen gewisse seltenere Einwirkungen auf die primären Erze voraus. — Die Zementationszone derartiger Lagerstätten ist ausgezeichnet durch größere Mengen von gediegenem Silber, Silberglanz, Antimonsilber, Arsensilber, Stephanit, Silberfahlerz und die Rotgültigerze. Alle diese Erze sind also charakteristisch und leitend für die Zementationszone der Silberlagerstätte und namentlich kommen größere Anhäufungen von Rotgültigerz wohl ausschließlich in der Zementationszone vor.

Da sich in größeren Tiefen noch die primären Sulfide zum großen Teil unzersetzt erhalten haben, ist hier die Frage aufzuwerfen, wie sich z. B. der primäre Bleiglanz von dem Bleiglanz der Zementationszone unterscheidet? Während in dem ersteren das Silber in feiner regelmäßiger Verteilung auftritt und ein Silbergehalt von 500 g in der Tonne schon zu den Ausnahmefällen gehört, zeigt der Bleiglanz der Zementationszone außerdem noch sehr häufig in allen Poren und auf allen Spalt- und Kluftflächen gediegen Silber, sodaß der Silbergehalt des Bleiglanzes bis 10 und mehr Ko. pro Tonne betragen kann.

3. Kupfererze:

In der Regel ist kupferhaltiger Schwefelkies das häufigste primäre Kupfererz; in zweiter Linie sind kupferhaltiger Magnetkies und Kupferkies zu nennen.

Die Frage, welche Stellung das Fahlerz unter den Erzen einnimmt, ist noch nicht geklärt, es scheint nach den bisherigen Erfahrungen besonders häufig in der Zementationszone zu sein.

Die Oxydationszone der Kupfererzlagerstätten ist charakterisiert durch Malachit, Kupferlasur, Atakamit, Kieselkupfer, Rotkupfererz, Kupferschwärze, wenig ged. Kupfer und unter besonderen Umständen durch Kupferindig. Im allgemeinen treten diese Erze als Imprägnationen und Auskleidungen der Klüfte auf, sodaß der Kupfergehalt in der Regel nur wenige Prozent beträgt.

Die Zementationszone ist charakterisiert durch das Auftreten von größeren Mengen Kupferglanz, Kupferkies, Buntkupfererz, Fahlerz und ged. Kupfer. Die Häufung dieser Erze ist genau so leitend für die Zementationszone der Kupfererzlagerstätten wie die entsprechenden Zementationserze von Gold und Silber für die Erze der letztgenannten Metalle.

B. Metalle ohne charakteristische Leiterze.

1. Zinnsteinlagerstätten.

Es ist bis jetzt wegen der obenangeführten Widerstandsfähigkeit des Zinnsteines noch keine Verschiebung des Zinngehaltes durch die Zersetzung des Zinnsteines beobachtet worden.

2. Chromeisen.

Das einzige für die Praxis in Frage kommende Chromerz ist der Chromeisenstein, welcher sich durch eine große Widerstandsfähigkeit gegenüber den Atmosphärilien auszeichnet. Die Folge davon ist, daß man bis jetzt keine Oxydations- oder Zementationszone auf derartigen Lagerstätten beobachtet hat.

Ganz ähnlich ist es bei den Eisenerzen, wenn das Eisen in Form von Rot-, Braun- oder Magneteisen auftritt.

Da die genannten primären Erze an und für sich schon sehr konstante Verbindungen darstellen, treten entweder garkeine oder ganz unwesentliche Verschiebungen des Metallgehaltes in der Nähe der Tagesoberfläche ein.

Ähnliches hat man bei den Wolframitgängen beobachtet, wenn auch hier geringe Zersetzungserscheinungen bei gleichzeitiger Fortführung des Wolframs unter Zurücklassung von Mangan oder Eisen erfolgt sind.

C. Schlussfolgerungen.

Für die Praxis ist die Verwertung der Leiterze der Oxydations- und Zementationszone von außerordentlicher Wichtigkeit.

Da wir mit ganz verschiedenen Metallgehalten der drei fraglichen Zonen im vollständigen Profil zu rechnen haben, dürfen keine Durchschnitte der Metallgehalte in den 3 Zonen genommen werden, sondern jede Zone ist getrennt zu berechnen. Man kann den Satz aufstellen, daß das Erkennen der verschiedenen Zonen bei den Metallen der ersten Gruppe die Voraussetzung der richtigen Beurteilung des ganzen Erzvorkommens ist.

Ich erinnere an die zahlreichen Deutschen Blei-Silber-Erz-Vorkommen, welche in früherer Zeit eine beträchtliche Silberausbeute, bestehend aus Rotgüldigerzen, gediegen Silber und abnorm silberreichem Bleiglanz hatten. In den Gruben-Akten

derartiger Vorkommen findet sich gewöhnlich der Passus, daß die Grube eingestellt wurde wegen Wasserschwierigkeiten. Das Studium einer etwa vorhandenen Gruben-Mineralien-Sammlung lehrt uns hier häufig, daß es nicht lediglich die Wasserschwierigkeiten waren, die den Ertrag plötzlich verminderten, sondern zu gleicher Zeit das Auftreten der ärmeren primären Erze unter dem Grundwasserspiegel; die reichen Silbererze, die die Rentabilität des Bergbaues bedingen, gehörten der Zementationszone über dem Grundwasserspiegel an.

Die durch die sekundären Umwandlungsprozesse hervorgerufenen Teufenunterschiede brauchen durchaus nicht immer bei den Metallen, die sich zur Zersetzung eignen, vollständig zu sein. Ihre Höhe hängt von dem Grade der Abrasion und der Intensität der Niederschläge ab. Arbeiten die chemisch-geologischen Prozesse langsamer als die Abrasion, so entstehen überhaupt keine sekundären Teufenunterschiede und die primäre Lagerstätte steht an der Tagesoberfläche an. Arbeiten dagegen die Prozesse schneller als die Abrasion, so können beide, sowohl Oxydations- als auch Zementationszone erhalten sein; in diesen Fällen steht die Zementationszone an der Tagesoberfläche an.

Ist die Ausfüllung des Ganges härter als das Nebengestein, so bildet die Gangmasse einen mehr oder weniger hohen Wall oder eine Terrainkante, und jeder Prospektor ist dann in der Lage, das Erzvorkommen mit der reichen Zementationszone aufzufinden.

An den Rändern unserer jungen Gebirge und in Gegenden, wo die Gletschertätigkeit eine sehr intensive war, kann die Erosion und Gletscher-Abrasion die Vernichtung ursprünglich vorhandener Zersetzungszonen bewirken.

Es ist also durchaus nicht notwendig, daß bei den Metallen, deren Erze zur Zersetzung neigen, immer Zersetzungszonen vorliegen müssen.

Schließlich muß ich noch darauf aufmerksam machen, daß es scheinbare Ausnahmen in der oben besprochenen Verteilung der Erze und in ihrer Lage zum Grundwasserspiegel gibt.

Das Vorkommen von Butte Montana wurde bis vor wenigen Jahren immer als eine Lagerstätte angeführt, bei welcher die reichen Kupfersulfide bis ca. 400 m unter den heutigen Grundwasserspiegel niedersetzten.

Die genauen Untersuchungen von Emmons haben indessen gezeigt, daß hier eine nachträgliche Hebung des Grundwasser-

spiegels vorliegt, durch welche die Zementationszone unter das Niveau des Grundwasserspiegels zu liegen kam.

Eine andere heute noch unaufgeklärte Ausnahme ist das Vorkommen von St. Andreasberg bei welchem wir ebenfalls zwischen den beiden Gangzonen die reichen Silbererze in die Tiefe niedersetzen sehen. Eine Erklärung dieser Ausnahme ist aber erst möglich, wenn die Frage entschieden ist, ob der zwischen den beiden Grenzruscheln liegende Gesteinskeil im Verhältnis zu dem übrigen Gebiet gehoben oder gesunken ist. Vielleicht ist auch hier das Vorkommen der reichen Erze unter dem Grundwasserspiegel auf eine nachträgliche Hebung desselben zurückzuführen.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Beyschlag. Philippi. Kühn.

Briefliche Mitteilungen.

5. Zur Frage des glazialen Stausees im Neisse-Tal.

Von Herrn A. Leppla.

Berlin, Mitte April 1906.

Über diesen Gegenstand brachte das 1. Heft 1906 der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin eine Abhandlung von Herrn E. G. Friedrich, auf die ich von Freunden aufmerksam gemacht wurde. Ich möchte nicht verhehlen, daß ich im ersten Augenblick dem Gedanken und den Schlußfolgerungen durchaus zustimmend gegenüber stand in der Erwartung, eine Reihe mir unbekannt gebliebener Tatsachen kennen zu lernen. Beim Lesen der Abhandlung konnte ich jedoch die Bedenken nicht unterdrücken, die sich mir aus dem Gegensatz zwischen den Beobachtungen und den Schlußfolgerungen aufdrängten.

Vorausgeschickt sei, daß mir über den „Stausee“ im Steinetal keine Beobachtungen zur Verfügung stehen und daß ich mich demnach zu einer kritischen Äußerung nicht berechtigt halte. Auch das Kamenzer Becken unterhalb Wartha habe ich nicht so begangen, wie das Niederschlagsgebiet der Neiße oberhalb Glatz. Wohl aber habe ich auf einigen Übersichtstouren das Gebiet oberflächlich kennen gelernt und den Beobachtungen in meiner „Geologisch-hydrographischen Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße“[1]) Ausdruck verliehen. Die Aufschlüsse, die Herr Friedrich beobachtet hat, sind mir aus meinen Begehungen von 1894 und 1899 mit Ausnahme der Kiesgruben bei Frankenberg östlich von Johnsbach bekannt. Ihnen schließen sich noch einige Beobachtungen am linken Neiße-Ufer bei Riegersdorf, Paulwitz und Eichvorwerk an, die sich bei der Prüfung der Stauprojekte am Pausebach ergaben.

Als Haupteinwände gegen die Auffassung vom Vorhandensein eines glazialen Stausees in dem Becken Wartha-Kamenz möchte ich folgende Gesichtspunkte anführen.

1. Das Fehlen des Nachweises von glazialen Ablagerungen in der Sohle des Beckens, also unter den Schottern von Johnsbach, Dürrhartha, Grunau, Eichvorwerk und Klein-Lankwitz über dem Tertiär. Wenn die heranrückenden Gletscher die losen tertiären Ablagerungen ausschaufelten und ihre Hohlform bloßlegten (S. 22), mußten sie auch Spuren hinterlassen. Jedenfalls

[1]) Abhandl. Kgl. Preuß. geol. L.-A. N. F. XXXII, Berlin 1900, S. 110 u. 300.

würden glaziale Ablagerungen in der Tiefe des Beckens die Beweise für Mitwirkung des Eises an seiner Entstehung und an seinem Aufbau erleichtern. In den von Herrn Friedrich beschriebenen Aufschlüssen, wie in meinen Notizen finde ich keinerlei Andeutungen über eigentliche Gletscherwirkungen und -Ablagerungen. Überall ruhen die nacheiszeitlichen Schotter und Sande auf den Tertiärschichten unmittelbar auf. Die Möglichkeit, daß unter dem Alluv bei Frankenberg selbst noch Grundmoräne sein könnte, möchte ich nicht gänzlich bestreiten. Bekannt ist bis jetzt davon nichts.

2. Das Fehlen des Nachweises einer den Stau veranlassenden Stillstandslage, wie sie auf Taf. 2 der eingangs erwähnten Abhandlung eingetragen ist. Wenn hier eine „wahrscheinliche Stillstandslage des Inlandeises“ von Dörndorf über Wolmsdorf, Schrom, Schloß Kamenz, Laubniz bis Gallenau eingetragen ist, so gab hierfür nur die Tatsache eine Grundlage ab, daß längs dieser Linie die Oberfläche des Gebietes sich über den von Herrn Friedrich angenommenen Stauspiegel von 280 m streckenweis erhebt und daß der Glimmerschieferriegel Schrom-Baitzen auch heute noch eine Einengung des Tales und damit einen Stau des Hochwassers verursacht. Ich möchte aber glauben, daß weniger die Oberflächenform im Urgebirg für die Annahme einer Stillstandslage entscheidend sei als die durch eine Stillstandslage unmittelbar bewirkten Ablagerungen und Untergrundsstörungen.

In diesem Sinn möchte ich auf die Stauchungen des Tertiärtones in den Ziegeleien von Rochus am linken Ufer der Neiße, 2 km nordwestlich der Stadt Neiße hinweisen. Hier sind die sonst wagerechten tertiären Tone und Sande in östlich oder nordöstlich streichende, teils flache, teils sehr steile und spitze Falten in prächtigster Weise gestaucht und zusammengeschoben, wobei auch örtlich der Zusammenhang der Schichten längs kleiner Verwerfungen unterbrochen wurde. Ähnliche Schichtenstauchungen und Faltungen im Tertiärton und -Sand beobachtete ich am Eingang zur Ziegelei bei Gießmannsdorf am linken Neiße-Ufer rd 6 km westlich von Neiße. Auch hier streichen die Falten ähnlich, nämlich ostnordöstlich (0 25° N).

Endlich sind mir gelegentlich der Untersuchungen für die künstlichen Staubecken am Nordende des Dorfes Rieglitz (Weg nach Reinschdorf), rd 5 km nördlich von Neiße, Sande und Kiese aufgefallen, die in steilstehende, ostsüdöstlich streichende Falten zusammengeschoben wurden.

Vielleicht sind diese Erscheinungen und andere in jener Gegend mit einer Stillstandslage der großen Vergletscherung des schlesischen Tieflandes in Beziehung zu bringen. Ein sicheres

Urteil darüber steht mir nicht zu, nur die Aufmerksamkeit der Fachgenossen möchte ich hiermit auf die Stauchungserscheinungen in der nördlichen Umgebung von Neiße lenken.

3. Die starke Abnahme der Korngröße der Gerölle von Wartha nach Kamenz entspricht nur der allgemeinen, hier ziemlich starken Verminderung der Geschwindigkeit, wie sie in jedem Flußtal beim Eintritt aus einer Enge in eine Weite vorkommt. Daß die Neiße-Schotter bei Dürrhartha und Grunau überhaupt vorkommen, setzt ein geschwindes, kein stehendes Wasser, demnach einen Fluß und keinen See voraus. Wenn nun die Ufer des Flusses, der freilich hier ein sehr flaches Bett besaß, sich aus Sanden und Tonen des Tertiärs aufbauten, so kann die Einschwemmung starker auskeilender Sandlagen in die Schotter, wie sie in abgeschnittenen Betten zur Ablagerung kommen und sich in den Aufschlüssen bei Johnsbach, Frankenberg, Dürrhartha und weiter vom Gebirg in erhöhtem Maß zeigen, nicht Wunder nehmen. Eine starke Abnahme der Mächtigkeit der Schotter vom Einfluß in den „glazialen Stausee“ bis zu dessen Ostrand ist nicht festgestellt. Zwischen Grunau und Dürrhartha, also 6 km vom Einfluß in den „See“, habe ich noch 8—10 m Schotter beobachtet.

4. Was die Höhenlage der Schotter angeht, so reichen sie zwischen Wartha und seinem Bahnhof (nördlich der Straße) bis zur Höhenlinie 285 m, bei Kamenz, wie der Verfasser angibt, bis 260 m[1]). Daraus würde sich immerhin ein Gefälle von 25 m für die 10 km lange Strecke ergeben, genug um das Wasser zum Fließen zu bringen und nicht ruhig stehen zu lassen.

5. Ich würde mich der Seenatur weniger verschließen, wenn das auf Taf. 2 der Friedrich'schen Abhandlung zeichnerisch begrenzte Becken in seiner gesamten Ausdehnung bis zur bezeichneten Höhe von 270 m oder richtiger 285 m mit Schotter ausgefüllt worden wäre, von denen wir auch an der dem Einlauf entgegengesetzten Stelle bei Kamenz noch Reste sehen müßten. Hierfür weisen meine Beobachtungen keine Belege auf. Die Schotterfläche senkt sich allmälig vom Einfluß gegen den Ausfluß des „glazialen Stausees“. Ebenso senkt sich auch die Unterlage der Schotter. Sie liegt bei Wartha etwa auf 280 m, am Bahnhof auf 275 m (Grauwacken), zwischen Johnsbach und Banau auf rd 260 m, nördlich Frankenberg an der Straße nach Baumgarten auf rd 270 m, zwischen Dürrhartha und Grunau auf rd 255 m. Vom Einfluß bis zum Ausfluß des „See“ senkt sich

[1]) Sie reichen übrigens nördlich von Grunau noch bis nahe an 270 m.

demnach die Sohle der nacheiszeitlichen diluvialen Schotter um 20—25 m, anscheinend ohne Unterbrechung. Das spricht gegen eine Hohlform als See, gegen ein abflußloses Becken, wie es zur großen Eiszeit etwa das Warmbrunner Becken war, und für die Auffassung, daß hier lediglich ein Flußbett vorliegt. Zur Zeit der Ablagerung der Schotter von Dürrhartha und Grunau dürfte die Talenge bei Schrom-Baitzen etwa 150 m weiter nördlich von der heutigen gelegen haben, denn unmittelbar neben dieser erhebt sich in 250 m Höhe am linken Neiße-Ufer bei den westlichsten Häusern von Col. Baitzen eine Schotterterrasse (von rd 150 m Breite), die in ihrer Höhenlage den Schottern von Dürrhartha und Grunau entsprechen kann. Die Schotter gehen auch an mehreren Stellen auf dem rechten Ufer bei Schrom über den Urgebirgsriegel hinweg und stellen die Verbindungen mit Terrassen unterhalb anscheinend her.

Die vorstehend geäußerten Bedenken gegen die von Herrn Friedrich ausgesprochenen Ansichten lassen es mich vorerst bezweifeln, ob der Beweis für das Vorhandensein eines glazialen Stausees im Neißetal zwischen Wartha und Kamenz, also oberhalb des Schrom-Baitzener Durchbruches, erbracht sei. Nur eine genaue geologische Spezialaufnahme kann die Frage ihrer Lösung näher bringen und entscheiden, ob wir in dem Wartha-Kamenzer Becken einen glazialen Stausee oder eine durch seitliche Erosion in den leicht beweglichen Sanden und Tonen des Tertiärs in nachglazialer Zeit bewirkte einfache Talerweiterung vor uns haben, wie wir sie in jedem Gebirgstal da sehen, wo Gesteine von verschieden großen Absonderungs- und Verwitterungsbrocken (Sande und Tone einerseits und Glimmerschiefer-Gneis bei Schrom und Baitzen andererseits) und demnach verschieden großer Beweglichkeit vom Fluß angenagt und abgetragen werden.

---

6. Neues vom Kasseler Tertiär.

Von Herrn Ferd. Friedr. Hornstein.

Mit 2 Textfig.

Kassel, im April 1906.

In jüngerer Zeit sind an zwei ganz nahe zu einander gelegenen Stellen innerhalb der Stadt Kassel wieder Tertiärschichten zur Beobachtung gekommen, einmal beim Ausheben des Baugrunds für ein neues Polizeigebäude an der Ecke von Königstor und Weigelstraße und zum andern gerade gegenüber ebenfalls beim Ausschachten für einen Neubau Ecke Königstor und Kronprinzen-

straße. An ersterer Stelle fand sich mitten zwischen Rötmergelschichten und diluvialen Schuttmassen (Lehm etc.) Kasseler Meeressand und an der zweiten Stelle ebenfalls neben dem in Kassel so verbreiteten Röt Basaltkonglomerat, welches sich weiter auszubreiten scheint, da es wenige Meter westlich in der Straße selbst, an welcher die beiden Neubauten liegen, dem Königstor, bei Ausschachtungen für einen Kanal sich auch gefunden hat.

Der Kasseler Meeressand an ersterer Stelle hat ganz die Beschaffenheit wie an anderen Fundpunkten hiesiger Gegend, ist von teils bräunlicher, teils grünlicher Farbe und tonig sandig mit Kalk- und Brauneisengehalt, bezw. mit Glaukonitkörnchen. Dabei ist er mehr oder weniger reich an Petrefakten, z. T. in wohl erhaltenen Exemplaren, mehr jedoch in Bruchstücken. Auch in seinen Petrefakten stimmt dieser Meeressand mit dem der anderen Fundstellen überein. Trotzdem der Aufschluß nur sehr wenig ausgebeutet werden konnte, ließ sich doch schon eine ziemliche Anzahl von Arten feststellen. Es sind dieses:

Flabellina oblonga v. Münst.
Frondicularia Speyeri Rss.
Cristellaria spec.
Fabellum Roemeri Phil.
Lunulites hippocrepis Roem.
Aorbula subpisum d'Orb.
Mactra trinacria Semper.
Cytherea Beyrichi d'Orb.
Cardium cingulatum Goldf.
Venericardia tuberculata Münst.
Astarte laevigata Münst.
Astarte pygmaea Goldf.
Nucula spec. (Bruchstücke).
Pectunculus obovatus Lam.
var. *orbicularis* Speyer.
Pectunculus Philippi Desh.
Limopsis retifera Semper.
Arca Speyeri Semper.
Ostrea callifera Lam.
Pecten bifidus Münst.
Ancillaria glandiformis Lam.
Ancillaria intermedia Sp.
Nassa pygmaea Schl.
Tiphys pungens Beyr.
Pyrula reticulata Lam.
Fusus cf. *aequistriatus*.
Cancellaria evulsa Sol.

Pleurotoma subdenticulata Münst.
Pl. Koninckı Nyst.
Pl. laticlavia Beyr.
Pl. polytropa v. Koen.
Pl. regularis de Koninck.
Pl. obliquinodosa Sdbg.
Pl. Roemeri Phil.
Pl. Koeneni Sp.
Acirsa secalina Phil.
Turritella Geinitzi Sp.
Xenophora spec. juv.
Orbis semiclathrata Sp.
Natica Nysti d'Orb. (mehrere Exemplare stimmen mehr mit *Nat. dilatata* Phil. überein).
Actaeon punctato-sulcatus Phil.
Actaeon Philippi Koch.
Dentalium Kickxii Nyst.
Dentalium perfragile v. Koen.
Sphaerodus parvus Ag.

Das Basaltkonglomerat, welches auf dem gegenüberliegenden Grundstück aufgeschlossen wurde, ist z. T. mehr von der Beschaffenheit eines Basalttuffs, z. T. aber echtes Konglomerat. Die graue Farbe ist bald heller, bald dunkler; in feuchtem Zustande erscheint das Gestein sehr dunkel, fast schwarz, so besonders auch das frisch angeschlagene Gestein. Außer vorwiegenden Basaltkörnern und kleineren und größeren Brocken verschiedener Basalte finden sich in geringer Menge Tonstücke, Sandsteinbröckchen, Süßwasserquarzit — von letzterem auch größere Blöcke — u. s. w., dazu viel gerundete Quarzkörnchen (Sandkörner). An einer Stelle liegt in dem Konglomerat, bis hinauf an die Oberfläche reichend, eine Masse blauen Tones von etwa $1^1/_2$ Meter im Geviert auf dem Durchschnitt, welche wohl ursprünglich das Konglomerat überlagerte und hier eingesunken ist. Das Konglomerat selbst, das wenig deutlich, nahezu horizontal geschichtet ist, scheint eine größere Bruchspalte im Röt zu erfüllen, welch letzterer nach Süden hin mit unregelmäßig begrenzter, nahezu senkrechter, wenig nach Süden geneigter Fläche das Konglomerat scharf begrenzt, während die Schichten des Röt selbst in einem Winkel von etwa 30^0 südlich einfallen. Das nachstehende schematische Profil zeigt diese Verhältnisse, wie sie sich an der Ostgrenze des Grundstücks nach und nach beobachten ließen. Eine vollständig genaue Zeichnung nach der Natur konnte nicht aufgenommen werden, da dieses von Nord nach Süd gehende Profil nur stückweise aufgeschlossen und dann

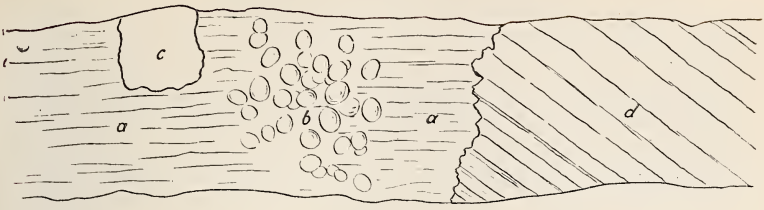


Fig. 1.
a. Basaltkonglomerat und Basalttuff. b. Dasselbe Gestein, kugelschalig abgesondert. c. Blauer Ton. d. Röt.

durch Vermauerung alsbald wieder unsichtbar gemacht wurde.

An einzelnen Stellen sind die rundlichen Basaltkörner von einer erdigen, weißen, dünnen Calcitschicht umhüllt, die kleineren Basaltkörner sind meist stark verändert; größere Brocken im Innern frisch. Doch sind in einem solchen über $1^1/_2$ kg schweren Basaltbrocken trotz des frischen Aussehens des Gesteins die reichlich vorhandenen Olivinkristallkörner, deren Durchschnitte vorwaltend geradlinige Begrenzungen zeigen, meist ganz oder doch teilweise in eine serpentinartige, lichtgrüne Masse umgewandelt.

Ein besonderes Interesse erweckte dieser Basalttuff (bezw. dieses Konglomerat) durch eine in dem mittleren Teile des Aufschlusses ausgebildete kugelschalige Absonderung, welche ja bei diesem Gestein keine häufige Erscheinung ist. An der Stelle dieser Bildung verliert sich die Schichtung. Die Gestalt der kugeligen Massen ist eine mehr eiförmige, die Größe wechselnd, in der Länge z. T. 30 cm und darüber. Die schalige Absonderung ist sehr deutlich, mit einer Dicke der Schalenstücke von unter 1 cm bis mehrere cm, z. T. sich auskeilend, wobei aber größere Gesteinsbrocken des Konglomerats durch mehrere Lagen hindurchgreifen können. Erwähnenswert ist, daß auf dem Kern eines solchen Ellipsoids ein Schalenbruchstück eines Cardiums aufsitzend gefunden ist. Leider war dieser Aufschluß bei dem andauernden Regenwetter wegen des vollkommen schlammigen Bodens sehr schlecht und oft gar nicht zugänglich. Dennoch konnten zur Charakterisierung des Vorkommens genügende Proben gesammelt werden, auch von den schaligen Absonderungsellipsoiden.

Ein ebenfalls kugelschalig abgesonderter Basalttuff war im Jahre 1881 weiter westlich von diesem Fundpunkt und etwa 700 m entfernt hiervon bei Kanalanlagen in der Wilhelmshöher Allee über Tertiärsand und -Ton und Röt gefunden worden, wovon Berichterstatter damals in der Dezembersitzung des Kasseler Vereins für Naturkunde Mitteilung machte.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß das Basaltkonglomerat dieses neuen Aufschlusses in Zusammenhang steht mit dem nahgelegenen, vor einer Reihe von Jahren beobachteten Konglomerat an der Kreuzung der Hohenzollernstraße und der Karthäuserstraße, in dem damals auch Tertiärpetrefakten gefunden waren. — Diese Wahrscheinlichkeit erhöht sich durch einen neuen, nach Niederschreibung des Vorhergehenden erfolgten Aufschluß weiter südlich in der Karthäuserstraße, wo auf Grundstück No. 7 auf der Westseite, wieder neben Röt lagernd, Basaltkonglomerat und blauer Ton gefunden sind. Leider ist dieser Aufschluß, der ebenfalls durch Ausschachtungsarbeiten sich ergeben hat, nur ein sehr oberflächlicher, sodaß nicht die Lagerungsverhältnisse festgestellt werden konnten.

Es sei bei dieser Gelegenheit erwähnt, daß neuerdings von selteneren Petrefakten unserer Gegend in dem Rupelton von Oberkaufungen ein schönes Exemplar von *Pholadomya Puschi* Goldf. und ein solches von *Aporrhais speciosa* Beyr. sowie vom Gelben Berge bei Niederkaufungen in den Eisenkonkretionen des gelben Sandes zwei Exemplare der *Vaginella depressa* Dand. gefunden worden sind. Die letzteren beiden Exemplare sind

Fig. 2.

Steinkerne wie die von Speyer erwähnten zwei. Die nebenstehenden Abbildungen zeigen die Erhaltung und die Größenverhältnisse. Bei dem einen Exemplar ist die Spitze abgebrochen; 1a stellt es in natürlicher Größe von vorn, 1b von der Seite dar und 1c die Mundöffnung (Länge $5^3/_4$ mm, Breite $2^3/_4$ mm und Dicke $1^3/_4$ mm; Mundöffnung: Breite $2^1/_2$ mm, Dicke $1^1/_4$ mm). Bei dem anderen Exemplar ist die Spitze erhalten; Bild 2, dieses in natürlicher Größe, 2a, dasselbe von der Seite, etwas über doppelte Größe.

Als ein neues Vorkommen sind auch bei Aufbrüchen in der Straße an der Südwestecke des Ständeplatzes in Kassel kürzlich zu Tage gekommene Muschelkalkschichten mit schönen, sonst in der Gegend kaum beobachteten Stilolithenbildungen aufzuführen, bei welchen die Stilolithen grau, die übrigen Kalkteile gelblich gefärbt sind.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 5. **1906.**

5. Protokoll der Mai-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 2. Mai 1906.

Vorsitzender: Herr WAHNSCHAFFE.

Das Protokoll der April-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Stratigraphische und tektonische Verhältnisse der Silurschichten im nordöstlichen Gebirgsanteil von Blatt Harzburg. Berlin 1906. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergak. **25**. 1904.

—: Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. Berlin 1906. S.-A. a. Ebenda **26**. 1905, H. 3.

HENRIKSEN, G.: Die Eisenerzlagerstätten von Sydvaranger und die Sonderung oder Differentiation von Eruptivmassen durch Druck. S.-A. a. Österr. Zeitschrift f. Berg- u. Hüttenwesen. 1906, No. 13.

MARTIN, K.: Die Fossilien von Java auf Grund einer Sammlung von Dr. R. D. M. VERBEEK. Leiden 1905. 4°.

Herr **E. PHILIPPI** sprach **über die Dislokationen der Kreide und des Diluviums auf Rügen.**

Die Sturmflut vom 30./31. Dezember 1904 hatte an der Ostküste der Halbinsel Jasmund Aufschlüsse von außergewöhnlicher Schönheit geschaffen; auch in den zahlreichen Kreidebrüchen war manches Interessante zu sehen. Man konnte daher im Sommer 1905 unter sehr günstigen Bedingungen noch einmal die Frage prüfen, ob die Dislokationen der Kreide und des Diluviums auf glaziale Druckwirkungen zurückzuführen sind, wie Johnstrup bereits vor einem Menschenalter annahm, oder ob ihnen tektonische Bewegungen zu Grunde liegen, was von der Mehrzahl der Beobachter heutzutage für das wahrscheinliche angesehen wird.

Nach der herrschenden Ansicht ist auf Jasmund und Arkona eine vordem einheitliche Kreide-Diluvialplatte durch zahlreiche Verwerfungen zerstückelt worden. Der Vortragende konnte jedoch lediglich Überschiebungen erkennen, die überwiegend südwestliches Einfallen zeigen. Im Hangenden wie Liegenden der Überschiebungsflächen beobachtet man häufig Schleppungen, die teils Faltungs-, teils Reduktionserscheinungen hervorgerufen haben. Unabhängig von diesen Schleppungen treten aber auch noch Sättel und Mulden, oft von großer Regelmäßigkeit, auf. Echte Verwerfungen konnten dagegen mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden. An vielen Stellen finden sich isolierte Kreideschollen im Diluvium, bezw. Diluvialtaschen in der Kreide. Was man also beobachten kann, spricht für starken seitlichen Druck, nicht für vertikalen Zug, legt daher den Gedanken an glaziale Einwirkungen nahe.

Diesem scheint allerdings die überwiegend südwestliche Fallrichtung der meisten Überschiebungen zu widersprechen, die sich nur durch eine von Südwesten her wirkende Schubrichtung erklären ließe. Man darf aber vielleicht annehmen, daß es sich nicht um Über-, sondern um Unterschiebungen handelt, die von einer aus Nordosten wirksamen Kraft hervorgerufen wurden. Unterschiebungen in kleinem Maßstabe hat bereits im Jahre 1880 H. Credner vor der Zunge des Buers Brae wahrgenommen.

An den Dislokationen haben auf Jasmund und Arkona teilgenommen: Die Kreide, das „dreiteilige“ untere Diluvium und die sogen. „interglazialen“ Kiese, Sande und Bändertone der Rixdorfer Stufe. Die letzteren hält der Vortragende auf Jasmund nicht für interglazial, sondern für jungglazial, d. h. für eine fluviatile und limnische Vertretung der jüngeren Grundmoräne. Die Dislokationsperiode ist daher nach seiner Auffassung nicht interglazial, wie meist behauptet wird, sondern jungglazial und steht in ursächlichem Zusammenhange mit dem jüngeren Inlandeise.

R. Credner hatte für Jasmund drei hauptsächlichste Dislokationsrichtungen angenommen, eine nord-südliche im östlichen Teile des Stubnitz-Horstes, eine ost-westliche im sog. nördlichen Flügelhorste und eine nordost-südwestliche im südlichen Flügelhorste. Der Vortragende glaubt jedoch im wesentlichen nur eine einzige, durchschnittlich nordwestliche Richtung erkennen zu können. Er hält deswegen auch die langgestreckten Höhenzüge, die in den Flügelhorsten dem Streichen parallel laufen sollen, nicht für tektonische Erscheinungen, sondern glaubt mit Baltzer in ihnen Drumlins sehen zu müssen.

Herr R. Michael sprach über Beobachtungen während des Vesuv-Ausbruches im April 1906.

Heute vor 4 Wochen (am 4. April 1906) begann der große Ausbruch des Vesuv, der eine zeitlang die allgemeine Aufmerksamkeit der weitesten Kreise beherrschte. Nach der letzten großen Kraftäußerung des Vulkans in den frühen Morgenstunden des 8. April und ihren unmittelbaren Folgeerscheinungen ist allmählich wieder Ruhe eingetreten, und man kann heute schon sagen, daß die Eruption zu Ende ist.

Aus dem Wirrwarr der sich widersprechenden Zeitungsnachrichten und den vielen falschen und übertriebenen Meldungen, welche in die Welt gebracht wurden, wird es manchem Fernerstehenden schwer gefallen sein, sich ein richtiges Bild über die Reihenfolge, den Umfang und die Art der einzelnen Vorgänge zu verschaffen. Naturgemäß konnten auch die exakten wissenschaftlichen Untersuchungen erst sehr viel später einsetzen, da die aus Deutschland herbeigeeilten Fachgenossen erst gegen Ostern in Neapel eintrafen. Durch vereinte Bemühungen vieler ist aber zu hoffen, daß wir in nicht zu ferner Zeit ein völlig klares Bild der einzelnen Ereignisse bekommen werden. Wenn ich mir erlaube, heute schon über einige Beobachtungen während der Eruption zu berichten, so geschieht dies in der Annahme, daß vielleicht einige Angaben den Fachgenossen, welche sich nun ausführlicher mit der Eruption beschäftigen, von Nutzen sein können, da es mir vergönnt war, als Augenzeuge die meisten Vorgänge, von denen ich hier berichte, wahrzunehmen. Ein Zufall hat es auch gefügt, daß ich noch unmittelbar vor der Eruption als einer der letzten Besucher auf dem Vesuv und auf diese Weise in der Lage war, die späteren Erscheinungen während der Eruption aus unmittelbarer Nähe auf Grund frischester Erinnerung zu verfolgen. Soweit ich es jetzt übersehen kann, war zur Zeit der Eruption kein anderer deutscher Fachgenosse in Neapel. Ich habe absichtlich davon abgesehen, Berichte an Tageszeitungen zu senden, um mir in Ruhe ein objektives Bild von dem Geschehenen zu machen.

Am 1. April traf ich in Neapel ein, am 2. war ich auf dem Vesuv, am 3. auf den phlegraeischen Feldern, am 4. in den Vorbergen des Vesuv und in Pompeji, am 5. in Neapel. Am 6. bin ich von Bosco Trecase aus oberhalb der Casa bianca an der fließenden Lava so weit vorgedrungen, als es die Verhältnisse erlaubten. Vom 7. Nachmitttags an war ich dann in Capri und kehrte von dort am 11. für einen Tag nach Neapel zurück. Vom 17. bis zum 21. war ich wieder in Neapel und

besuchte in diesen Tagen das gesamte von dem Ausbruch betroffene Gebiet rings um den Vesuv.

Am 20. April bin ich bei herrlichem Wetter nochmals auf das Observatorium geritten.

Als ich am 1. April in Neapel ankam, erschien der Vesuv von fern völlig ruhig, nur eine schwache weißliche Rauchsäule entstieg dem Krater; dagegen konnte man sehr deutlich an dem Neapel zugekehrten Abhange des Aschenkegels, etwa in der Mitte desselben einen weiteren Rauchstreifen wahrnehmen, der sich nach dem Atrio del Cavallo hinabzog (vgl. Figur 1). In der Nacht vom 1. zum 2. April sah man vom Posilip aus an seiner Stelle einen sich abwärts schlängelnden Feuerstreifen, und von Zeit zu Zeit erhielten auch die in der Nacht aus dem Krater stärker ausströmenden Dampfwolken von unten her ihren charakteristischen Feuerschein, der weit über den Golf von Neapel herüberleuchtete.

Tatsächlich befand sich der Vesuv bereits seit Monaten in schwacher Tätigkeit; der Rauchstreifen am Tage und das feurige Band in der Dunkelheit bezeichneten den Weg kleinerer Lavaergüsse, welche bereits am 27. Mai 1905 begonnen hatten und seitdem kaum unterbrochen ins Atrio oder nach Westen ausflossen. Im Winter war es zeitweilig zu so starken Nachschüben gekommen, daß die Strecke der Cook'schen elektrischen Bahn, die jetzt an Stelle des Fahrweges von Pugliano aus die Besucher in denkbar rascher und bequemer Weise nach der unteren Drahtseilbahn-Station befördert, auf eine größere Breite überflossen und mit der nebenan verlaufenden Straße an mehreren Stellen oberhalb des Observatoriums unterbrochen wurde. Wir mußten noch am 2. April eine größere Strecke am Abhang des Colle Umberto zu Fuß zurücklegen. Man konnte also angesichts dieser seit fast Jahresfrist bemerkten Erscheinungen bis zu einem gewissen Grade immerhin auf einen größeren Ausbruch gefaßt sein.

Die seismischen Instrumente zeigten, soweit die bisher darüber veröffentlichten Nachrichten ein Urteil zulassen, aber erst seit dem 1. April eine stärkere, von da ab jeden Tag stetig gesteigerte Unruhe, die mit dem 8. April ihr Maximum erreichte.

Am 2. April vormittags war der Vesuv verhältnismäßig ruhig; das Wetter war herrlich; während des Aufstieges habe ich nur selten das kurze, so charakteristische Emporsteigen der Dampfballen bemerkt. Das Bild änderte sich aber gegen Mittag, als wir mit der Drahtseilbahn bis zur oberen Station hinaufgekommen waren. Die Tätigkeit des Hauptkraters war eine lebhaftere geworden, ein stärkerer Wind trieb uns bald die

Fig. 1.
Gipfel des Vesuv. Aufgenommen von R. MICHAEL am 2. April 1906 3 Uhr nachmittags oberhalb des Observatoriums.

Fig. 2.
Vesuv. Aufgenommen von R. MICHAEL am 4. April 1906 2 Uhr nachmittags von Pompeji aus.

Wolken und feine aufgewirbelte Aschenmassen ins Gesicht. Die Ausstöße folgten in kürzeren Zwischenräumen von etwa $1\,^3/_4$—2, manchmal bis 3 Minuten, und häufig sah man, wie zwischen die weißen Wasserdampfwolken sich solche von dunkel- bis schwarzgrauer Farbe hineindrängten, aus denen dann Steine niedergingen; sie fielen aber nicht allein mehr in den Krater zurück, sondern wurden meist auf die entgegengesetzte Seite des Aschenkegels nach Pompeji zu geschleudert. Einige fielen auch auf unserer Seite nieder. Der auf dem Kegel stationierten Karabinieri und der Führer hatte sich bereits eine gewisse Unruhe bemächtigt, und es war auch den wenigen Besuchern, welche sich zum weiteren Aufstieg von der Führer-Station aus entschlossen, nicht mehr möglich, bis unmittelbar an den Kraterrand selbst vorzudringen; wir mußten wegen der niedergehenden Steine etwa noch 100 m von demselben entfernt stehen bleiben.

Dagegen konnte ich mit meiner Frau die beiden kleinen Austrittsstellen von Lava besuchen, welche, wie oben erwähnt, bereits vor Jahresfrist entstanden waren. Die eine Boccha lag in etwa 1270 m Meereshöhe 500 m nördlich von der Führerstation, dem Colle Margherita gegenüber, die andere westlich der erstgenannten, etwas niedriger in der Nähe der Austrittsstelle der 1895er Lava. Der Lavafluß aus diesen beiden Bocchen, die einer Spalte angehörten, war nach Angabe der Führer stärker als vordem; an die letztgenannte kamen wir nur bis auf 15 m heran, weil ein allmähliges Quellen des Bodens sich auch auf den erkalteten Partieen der Lava bemerkbar machte und sich aus Spalten derselben eine starke Fumarolentätigkeit entwickelte. Nachmittags wurde die Tätigkeit des Hauptkraters eine immer lebhaftere, und ich konnte die kleineren Explosionen, welche nunmehr ohne längere Unterbrechung rasch aufeinander folgten, vom Restaurant Eremo und dem Observatorium aus bis in die späten Nachmittagsstunden beobachten.

Wie ich später erfahren habe, gehörten wir mit zu den letzten Besuchern, welche den alten Vesuv in seiner normalen Tätigkeit noch aus nächster Nähe anschauen konnten. Am Nachmittage des 2. April, ebenso wie am nächsten Tage war die Drahtseilbahn zwar noch im Betriebe, die Reisenden kamen aber des heftigen Windes und der Steinfälle wegen nicht mehr über die obere Station hinaus. Von Mittwoch ab war dann ein Besuch überhaupt nicht mehr möglich, und der Betrieb der Bahn wurde darauf völlig unterbrochen. Am 2. war der Vesuv von Neapel und den phlegraeischen Feldern aus größtenteils unsichtbar, desgleichen am Mittwoch, wie überhaupt in den folgenden Tagen,

wo ihn dichte Rauchwolken verhüllten. Dagegen konnte man ihn von der Südseite aus am 4. April deutlich den ganzen Tag über sehen.

In der Nacht vom 3. zum 4. April war die Tätigkeit des Vesuvs noch stärker geworden. Erschütterungen des Bodens wurden mehrfach bemerkt.

Bereits in der Nacht vom 2. zum 3. glaubte ich in Neapel eine leichte Erschütterung gespürt zu haben; eine Täuschung erscheint mir schwer denkbar, aber ich habe in den italienischen Zeitungen keine Angaben gefunden, welche meine diesbezügliche Wahrnehmung bestätigen; in den nächsten Tagen wurden die vulkanischen Beben im ganzen Vesuvgebiet in großer Häufigkeit gespürt.

Am Mittwoch den 4. früh 9 Uhr gelangte nach Neapel die Mitteilung, daß sich in früher Morgenstunde ein neuer Austritt von Lava gezeigt habe, der möglicherweise schon in der Nacht erfolgt ist, aber nun nicht auf der nördlichen Seite, sondern auf der entgegengesetzten südlichen, in der Richtung auf Pompeji zu. Für das Cook'sche Reisebureau war das eine bis zu einem gewissen Grade willkommene Nachricht, weil dadurch die Sorge um die Sicherheit der Drahtseilbahn zunächst behoben schien. Dieser Lavaerguß, welcher von den Cook'schen Beamten aus nächster Nähe beobachtet wurde, lag nach den mir gemachten Mitteilungen in etwa 1200 m Meereshöhe. Die Spalte war nur von untergeordneter Bedeutung; die Lava hörte noch am Mittwoch Vormittag in 950 m Meereshöhe auf zu fließen, nachdem sie die beiden obersten Schleifen des Maultierweges in geringer Breite überdeckt hatte.

Der Hauptkrater entfaltete eine intensive Tätigkeit. Die in rascher Aufeinanderfolge ausgestoßenen Rauchsäulen stiegen, wie die in Pompeji von mir aufgenommenen kleinen Photographien zeigen, in erheblich größere Höhen, bereits bis über 1000 m über den Gipfel des Vesuv empor. (Vgl. Textfigur 2.)

Von Interesse ist eine andere (hier nicht wiedergegebene) kleine Aufnahme, die ich noch um 5^{15} nachmittags auf dem Heimwege von der elektrischen Bahn aus machen konnte; die über 1200 m hochgetriebene dunkle Rauchwolke erreichte eine ganz erhebliche Breite und Ausdehnung; diese plötzliche intensive Rauchentwickelung ist zur gleichen Zeit auch von anderen Stellen aus beobachtet worden. Ich habe mit derselben durch einen glücklichen Zufall den Augenblick der weitaus stärksten Eruption dieses Tages gefaßt, deren unmittelbare Folgen sich sofort zeigten. Infolge veränderter Windrichtung fiel noch am späten Abend in Neapel der erste Aschenregen einer körnigen Asche von schwärzlicher Farbe, der die Nacht hindurch anhielt.

Ein zweiter Lavaerguß steht mit dieser Nachmittags-Eruption in unmittelbarem Zusammenhang; die Austrittsöffnung lag in der direkten Fortsetzung des Lavastromes vom frühen Morgen, also auf der gleichen Radialspalte, welche die Fortsetzung derjenigen von 1905 auf der nördlichen Seite des Aschenkegels bildete, und zwar oberhalb der Casa Fiorenza in etwa 760 m Meereshöhe. Auch dieser Lavaerguß war, wie mir später Herr Professor Matteucci freundlichst nach seinen Beobachtungen bestätigte, von kurzer Dauer. Er endigte in 580 m Meereshöhe. Ich will sagen zunächst von kurzer Dauer, auf andere Wahrnehmungen komme ich später noch zurück.

Die Ereignisse in der Nacht vom Mittwoch zum Donnerstag den 5. April entziehen sich leider der unmittelbaren Beobachtung; man weiß nur, daß die eruptive Tätigkeit einen hohen Grad von Stärke erreichte, daß heftige Erschütterungen einsetzten und der Feuerschein weithin über die Wolkenwand leuchtete; man kennt nur die Folgeerscheinungen der Eruption, die je nach dem Orte der Beobachter zu verschiedener Zeit festgestellt wurden.

In Neapel regnete es am 5. April, mit kurzen Pausen den ganzen Tag hindurch Asche, in gleicher Weise waren die übrigen Ortschaften westlich vom Vesuv in Aschenregen gehüllt.

Am frühen Morgen, sowie der Nebelschleier zeitweilig zerriß, gewahrte man, daß an einer neuen Stelle gewaltige Lavamassen dem Abhang des Vesuvs entquollen. Die Ausbruchsöffnung lag überraschenderweise nach zahlreichen Berichten niedrig, auf halber Höhe des Berges in kaum 520 m Meereshöhe in Bosco Cognoli. Eine weitere Boccha lag noch erheblich tiefer (400 m) in der Landschaft Casarella oberhalb der Casa bianca; die Lava durchfloß in geringer Breite das Izzo-Tal, kam aber noch in der Regione Angeloni vor der Casa Balcano zu stehen. Die mächtige in der Nacht vom 5. zum 6. ausgebrochene Lava von Cognoli teilte sich nach etwa 800 m langem Lauf zunächst in 2 größere Arme, von denen der östliche in der Richtung auf Pompeji und Boscoreale ging, aber schon am 6., am nächsten Tage, in etwa 126 m Meereshöhe sein Ende fand und verhältnismäßig rasch erkaltete. Der westliche Lavastrom ging in nahezu südlicher Richtung auf den westlichen Teil von Bosco Trecase zu und befand sich am 6. nachmittags noch in völliger Bewegung. Diesen Arm habe ich am Freitag besucht. Nach den Zeitungsnachrichten, die meist schon aus der gemeldeten Richtung des Lavastromes von der völligen Zerstörung der betreffenden Ortschaft zu melden wußten, waren die Casa bianca und Bosco Trecase bereits vernichtet; ich konnte aber

damals mühelos bis zur Casa bianca kommen und von da aus mit einem beherzten Führer in nördlicher Richtung noch bis in die Nähe der neugebildeten Boccha vordringen. Dieselbe war freilich infolge des durch heftigen Wind verbreiteten Qualmes der außerordentlich stark rauchenden Lava nicht direkt zu sehen. Zudem begann es zeitweilig stark zu regnen. Ihre Nähe machte sich aber durch die fortgesetzten außerordentlich heftigen Explosionen und hochgradigen Erschütterungen des Bodens bemerkbar. Leider zwangen mich starke Salzsäure-Dämpfe bald zur Umkehr. Ich konnte aber dem fließenden Lavastrom abwärts noch in einer Länge von über 1 km folgen und ihn dann nochmals an seinem äußersten Ende während der Vorwärtsbewegung sehen.

Die Verfolgung des fließenden Lavastromes bot Anlaß zu einigen Beobachtungen. Zunächst fiel mir die Ungleichmäßigkeit der Vorwärtsbewegung auf. In der Nähe der Boccha erfolgte dieselbe in dem geneigten Gelände so rasch, daß ich mit dem fließenden Strom kaum Schritt halten konnte. An anderen Stellen weiter unterhalb verging mehr als eine Minute, bis die glühende Masse auch nur 1 m vorwärts gelangte. Eigenartig war das laute klirrende Geräusch der sich fortwälzenden Lava, welches durch die zahlreichen hin- und hergeschobenen schlackigen Blöcke hervorgerufen wurde, die sich auf der Oberfläche der glutflüssigen Masse bildeten und fortgesetzt in Vertiefungen oder nach den Seiten herunterrollten, um im nächsten Augenblick von den neu gebildeten Schlackenstücken der nachschiebenden Glut wieder überdeckt zu werden. Stellenweise sah ich aber auch glühende Massen, die sich ein geraumes Stück vorwärts bewegten, ohne daß es zur Ausbildung einer Erstarrungsrinde kam. Auch die Mächtigkeit des Lavastromes, dessen Breite stellenweise über 400 m betrug, war eine recht verschiedene. Im Durchschnitt war der Glutbrei, dessen Oberfläche sich stetig auf und abwärts bewegte, etwa 3—4 m stark, aber inmitten desselben wurden größere Blöcke herbeigewälzt, die 6—8 m, in einem Falle sogar 14 m Höhe erreichten, eine auffällige Erscheinung, die ich bei der schlechten Witterung leider vergeblich mit der Camera festzuhalten versuchte. Wenige Meter abwärts zerschmolzen diese wie größere Eisschollen bei Eisgang eines großen Flußes schwimmenden Blöcke ganz rasch wie Butter auf einer glühenden Platte, um unmittelbar darauf an anderer Stelle sich wiederum bei irgend einem Terrain-Hindernis zu ähnlicher Höhe zusammenzuballen. Von der mehr oder minder raschen Bildung der Erstarrungsrinde hing die Feuerwirkung ab, welche der fließende Lavastrom auf seinem Wege ausübte. Wo sich die Schlacken-

kruste rasch bildete, konnte man trotz der erheblichen Wärme der Gesamtmasse kaum $^1/_2$ m von dem 3 m hohen Strome entfernt unbesorgt einherschreiten. Derartige Lava schnitt haarscharf an Weinreben vorbei, ohne die Stämme zu sengen und umgab sie nur mit einem Haufwerk von kleinen Blöcken, die rasch erkalteten. Andererseits habe ich aber selbst auf Weinbergs-Mauern gestanden, die wenig später von sich anwälzenden, völlig glühenden Massen mit unheimlicher Geschwindigkeit aufgenommen und im Glutbrei aufgelöst wurden. Auch die Vorwärtsbewegung am Ende des Stromes vollzog sich in ähnlicher Weise. Es war ein fortgesetztes Herunterkollern mit klirrendem Geräusch von rasch gebildeten Blöcken, die unmittelbar darauf von den nachdrängenden Massen eingerollt wurden. Solche Teile übten selbstverständlich auch auf lockeren Boden wenig Einwirkung aus. Wo aber glutflüssige, kompakte Massen angeschoben wurden, furchten sie bis auf 30 cm Tiefe den Boden auf, ebenso wie sie beim Anrücken austrocknend und verdorrend auf alle brennbaren Gegenstände wirkten, die bei der Berührung dann wie Zunder aufflackerten.

Am Sonnabend den 7. April war dieser große Strom, der mehrere Einzelhäuser in den Weingärten zerstört hatte, endlich etwa 400 m von Bosco Trecase entfernt zum Stillstand gekommen, freilich nur vorübergehend, wie die nächsten Stunden ergaben.

Der Tag verlief verhältnismäßig ruhig; Neapel war morgens von feiner rötlich-bräunlicher Asche von etwa 2 mm bedeckt; nachmittags begann die Tätigkeit des Hauptkraters sich bis zu größter Heftigkeit zu steigern. Die Erderschütterungen, welche Tags zuvor namentlich in Nocera und Castellamare gespürt worden waren, erneuten sich im ersteren Ort in heftiger Weise. Neu in Erscheinung treten die auch am Tage deutlich wahrnehmbaren überaus heftigen elektrischen Entladungen, deren Donner sich mit den Explosionen des Kraters zu einem lauten Getöse vereinte.

In der Nacht vom 7. zum 8. hatte der Paroxysmus den Höhepunkt erreicht; um $12^1/_2$ morgens erfolgte eine namentlich in Bosco Trecase und in anderen Ortschaften des Ostabhanges wahrgenommene große Explosion, nach $1^1/_2$ Stunden eine zweite.

Man sah, wie unter den heftigsten elektrischen Entladungen Blöcke von großen Dimensionen 800 m hoch in die Luft geschleudert wurden.

Weitere Einzelheiten hat niemand wahrgenommen, wohl aber die Folgen in kürzester Zeit gespürt. Von Capri aus sahen wir nur gewaltige Feuererscheinungen und Blitze und hörten heftige Detonationen.

Auch dem durch den Stillstand der Lava am 7. in Sicherheit gewiegten Einwohner von Bosco Trecase kam der erneute Ausbruch des Vesuv überraschend.

Der scheinbar erkaltete Lavastrom, den die Macht des Schutzheiligen von Bosco Trecase in seinem Lauf angeblich aufgehalten haben sollte, erhält plötzlich neue Nahrung, nicht aus der alten Ausflußöffnung, sondern nunmehr aus einer neuen wesentlich höher in etwa 830 m Meereshöhe gelegenen Boccha. In kürzester Frist, in einer Geschwindigkeit, die in der Geschichte der Lavaergüsse des Vesuv kaum erreicht worden und nur den Hochwasserverheerungen in unseren heimischen Bergen zu vergleichen ist, waren die glutflüssigen Massen, dem Wege der Lava vom Tage zuvor folgend und die früheren Austrittsstellen überdeckend bergabwärts gestürzt und in kaum 4 Stunden wurden die ersten Häuser des Stadtteils Oratorio in Bosco Trecase erreicht und zerstört. Vorher hatte sich die Lava nochmals geteilt, der westliche Arm war nach dem Zerstörungswerk in Bosco Trecase südwärts vorgedrungen und hatte, sich verbreiternd und verflachend, erst im Gelände vor den Mauern des Kirchhofs von Torre Annunciata halt gemacht. Ein Nebenarm hatte sich den Einschnitt der Circumvesuv-Bahn als Weg erwählt und in fast 6 m Höhe denselben bei km 21 ausgefüllt.

Noch am 8. April sind diese Lavaströme an ihrem Ende zum völligen Stillstand gekommen, am 9. erfolgten auch von den Austrittsöffnungen keine Nachschübe mehr. Am 11. April war auch die zunächst noch starke Fumarolen-Tätigkeit der neugebildeten Bocchen erloschen; nur die oberhalb der Casa Fiorenza gelegene wies noch eine stärkere Rauchentwickelung auf, die auf zeitweiliges Nachquellen von Lava in geringerer Stärke schließen ließ.

Die Lavaergüsse stehen hinter denen des Ausbruchs von 1872 an Mächtigkeit zurück. Ganze Ortschaften wie bei früheren Eruptionen sind nicht zerstört, wohl aber sind Weinberge in weiter Ausdehnung total vernichtet worden. Menschenleben sind durch Lava wenig, und zwar nur durch zufällige Nebenumstände zu Grunde gegangen. Der Schaden an den Weinbergen ist um so empfindlicher, weil dieselben meist in den Vertiefungen zwischen alten Lavaströmen angelegt waren und die neuen Lavamassen sich gerade in diesen zunächst ihren Weg gesucht hatten.

Der westliche Teil von Bosco Trecase ist an 2 Stellen von der Lava durchflossen, und hier ist das Zerstörungswerk derselben überall zu sehen. Es beschränkte sich aber im wesentlichen auf ein Umfließen der Häuser, ein Ausfüllen von Räumen in denselben und auf gelegentliches Eindrücken von Wänden, durch

welches dann natürlich weitere Einstürze veranlaßt wurden. Die Feuerwirkung ist nur von untergeordneter Bedeutung gewesen.

Ich möchte gleich hier einschalten, daß der Lavastrom, welchen ich weiter oben als östlichen der beiden Hauptströme vom 5. April genannt, und dessen Verbreitung ich in der vorliegenden Karte 1 : 10000 auf Grund der mir gemachten Angaben eingetragen habe, möglicherweise in dieser Ausdehnung nicht zutreffend ist. Am 9. April hatten Berichterstatter aus verschiedenen Orten von einem Lavastrom zu melden gewußt, welcher in östlicher Richtung von der Höhe des Vesuv aus sich gegen Tercigno zu ergießen sollte. Diesen Nachrichten wurde in den Zeitungen aber bald auch von offizieller Seite energisch widersprochen. Um so wichtiger ist daher die Feststellung von Herrn Dr. Philippi, der seit Ostern in dem Eruptions-Gebiet Untersuchungen angestellt hat, daß ein Lavaerguß in dieser Richtung tatsächlich erfolgt ist. Der Austrittspunkt liegt nach den freundlichen Mitteilungen, die mir Herr Philippi heute gemacht hat, fast genau östlich von dem alten Vesuv-Kegel in dem Valle dell'Inferno, unmittelbar an dem südlichsten Teile der alten Somma-Wand. Die hier mächtig ausgequollene Lava hat zunächst das Tal nahezu bis zur Höhe des schützenden Randes aufgefüllt, ist dann in südlicher, weiterhin scharf umbiegend in östlicher Richtung über Bosco di Cupazzia und Bosco Fontanelle geflossen und hat im Bereich der alten Lava von Caposecchi von 1834 erst in etwa 150 m Meereshöhe Halt gemacht. Daß dieser Strom, der nach dieser Ausdehnung hinter demjenigen von Bosco Trecase an Mächtigkeit kaum zurücksteht, nicht weiter bekannt und genannt worden ist, liegt außer an den ungünstigen Witterungs-Verhältnissen, die in den ersten Tagen jede sichere Beobachtung fast unmöglich machten, auch mit daran, daß ebenso wie durch die auf Boscoreale zufließende Lava nur öde, unbesiedelte und auch wenig bepflanzte Gebiete betroffen wurden, daher auch so gut wie kein Schaden angerichtet worden ist. Herr Philippi ist, wie er mir heute früh freundlichst mitteilte, bezüglich seiner Beobachtungen über die Bocchen der neuen Lava-Ergüsse zu dem Ergebnis gelangt, daß bei der Eruption vom 7. zum 8. April am Südost-Abhange des Berges deren drei tätig waren, die in ungefähr gleicher Meereshöhe gelegen sind. Die Lavamassen der westlichsten Boccha, (die, wie oben erwähnt, bereits am 5. April entstanden ist) erhielten mit dem Lavastrom westlich der Casa bianca Verbindung. In der Tat lassen sich diese verschiedenen Beobachtungen gut in Übereinstimmung bringen, da in der Nacht vom 7. zum 8. die Ausbrüche auf denselben Spalten erfolgten,

die schon am 5. aufgerissen waren. Ich habe vorhin ausdrücklich bereits bemerkt, daß der alte, mittlere Lavastrom von Cognoli in der Nacht vom 7. zum 8. plötzlich neue starke Nahrung bekommen habe, aber aus einer Boccha, die nunmehr wesentlich höher gelegen war. Genaueres hierüber wird erst nach längeren örtlichen Untersuchungen ermittelt werden können, die z. Z., wie ich höre, von Herrn Dr. Wegner vorgenommen werden. Ob es freilich mit Sicherheit gelingen wird, die durch die stärkeren Nachschübe wieder überflossenen, tiefer gelegenen Bocchen noch nachzuweisen, steht dahin.

Wesentlich bedeutsamer und verheerender, als die Lavaergüsse der ersten Tage waren bei dem diesjährigen Ausbruch des Vesuv die kleineren Auswurfs-Produkte, die Lapilli und Aschen. Ihr Auftreten in so kolossalen Mengen kennzeichnet und unterscheidet diese letzte Vesuv-Eruption in bedeutsamer Weise von allen vorausgegangenen. In ihrer Gesamtwirkung läßt sie sich nur mit dem großen Ausbruch vom Jahre 79, welcher Pompeji begrub, vergleichen.

Ich hatte bereits eingangs erwähnt, daß auch die ersten kleineren Explosionen des Kraters aus dem östlichen Teile desselben nach der östlichen Seite des Kegels hin gerichtet waren, während der Wind die leichteren Wolken stets nach der entgegengesetzten westlichen Richtung trieb. Diese Richtung hat auch die Haupt-Explosion beibehalten. Eine Linie, die in ostwestlicher Richtung etwa 300 m südlich von Tercigno verläuft, bezeichnet ziemlich genau die südliche Grenze der ausgeworfenen Lapilli ebenso wie eine vom Kegel in fast nördlicher Richtung gegen Somma Vesuviana gezogene Grenzlinie deren westliche Verbreitungsgrenze darstellt. Lavaergüsse fanden nach dieser Richtung nicht statt. Noch schützt der hohe Sommawall die nördlich und östlich von ihm gelegenen Gehänge; wie lange noch, steht freilich dahin.

Um so furchtbarer aber gestaltete sich die Wirkung der lockeren Massen, die vom Hauptkrater aus in der Nacht von Sonnabend zu Sonntag ausgeworfen und gegen die Ortschaften Somma Vesuviana, Ottajano, St. Giuseppe und Tercigno geschleudert wurden. Zunächst prasselte ein Steinhagel von glühend heißen Lapilli nieder, die bis faustgroß unter der erschreckten Bevölkerung zahlreiche Todesfälle und schwere Verwundungen hervorriefen und die Einwohner zur schleunigen Flucht unter die schützenden Dächer trieben. Dem Wege der Lapilli, die nun bald kleiner wurden und kaum über Bohnengröße herausgingen, folgte dann später ein von der dichtesten Finsternis begleiteter

heftiger Aschenregen, der mit unheimlicher Geschwindigkeit die lockeren Massen auf den Dächern aufhäufte. Steine kamen im Laufe des Sonntag Vormittag nur noch vereinzelt herunter.

Die Mächtigkeit der Lapilli und Aschendecke ist verschieden. Die Mindest-Stärke beider beträgt etwa 60—70 cm. Ich habe aber auch auf dem Wege zwischen Ottajano und Somma, ebenso wie in St. Leonardo zwischen Ottajano und Giuseppe Mächtigkeiten von über 1 m beobachtet. Jedenfalls genügte die spezifisch schwere Lapilli- und Aschenlast (ein Liter wog 3,5—4 kg), um in überraschend kurzer Zeit die meisten flachen Dächer der Häuser einzudrücken und mit den vermehrten Massen die schwach gestützten tieferen Stockwerke zu durchschlagen. Am schlimmsten ist Ottajano betroffen worden. Es ist nicht übertrieben, wenn man dasselbe als völlig zerstört bezeichnet, da kaum ein einziges Haus unversehrt geblieben ist. Ein Wiederaufbau der Stadt wird wohl nur an einer anderen Stelle erfolgen können. Die schwachen, ihrer seitlichen Stütze beraubten Seitenwände der Häuser stürzten später noch häufig nach innen nach.

Überall trat die Katastrophe plötzlich und fast gleichzeitig ein. Daß die Ortschaft Giuseppe eine größere Zahl von Toten — insgesamt sind es im Vesuvgebiet mindestens 500 gewesen — aufweist, als die übrigen Orte, lag an dem beklagenswerten Ereignis, daß die tötlich erschreckte Bevölkerung nicht ihr Heil in der Flucht suchte, sondern in einer baufälligen Kirche zusammenströmte, deren Einsturz sie begrub. Ein ähnliches Massenunglück betraf am 10. die Markthalle von Neapel, die unter der Aschenlast zusammenbrach, und nur durch energische Maßnahmen entging die Bahnhofs-Halle in der Stadt einem ähnlichen Schicksal.

Dem Lapilli- und Steinregen der am schwersten betroffenen Zone folgte ein ununterbrochener Aschenregen, der namentlich den ganzen Sonntag über anhielt und mit kurzen Unterbrechungen bis etwa zum 12. nun hintereinander infolge der häufig wechselnden Windrichtungen die gesamte Umgegend des Vesuv betraf.

Unmittelbar nach der großen Explosion vom 8. wurden die Aschen bis Foggia getrieben. Am 9. fielen sie im adriatischen Meere und gelangten über dasselbe bis Montenegro. Auch nach Nordwesten reichten die Niederschläge der Aschenwolken bis in weite Entfernung von Neapel. Die Züge zwischen Rom und Neapel mußten in den Tagen vom 10.—12. eine dichte nordwärts wandernde Aschenwolke durchqueren. Am 13. und am 14. gelangte dieselbe nach Florenz und Bologna. Eine deutliche Trübung der höheren Luftschichten wurde später in der Schweiz beobachtet, und vom 28. April liegen sichere Nachrichten aus

Holstein vor, nach denen dort bei Gewitterregen typische Vesuv-Asche von feinster Beschaffenheit gefallen sei.

Die Anhäufung der lockeren feinen Aschenmassen war namentlich auf der westlichen Seite des Vesuv eine ganz gewaltige und erreichte in Resina und Portici und Torre del Greco fast 1—2 m Höhe. Charakteristisch war die große Finsternis, die zeitweilig mit dem Aschenfall verbunden war. Am 10. bedeckte eine große Aschenwolke mit ihren Niederschlägen die gesamte Umgegend des Golfes von Neapel, von Castellamare und Sorrent über Capri, Ischia bis Puzzuoli und Bajae. die zeitweilig einzelne Striche in tiefste Dunkelheit hüllte. Alle diese Ereignisse, dazu kurze Regengüsse in Neapel, welche die Asche zeitweilig in einen schlammigen Brei verwandelten, veranlaßten die in den Zeitungen geschilderten Szenen höchster Erregung in Neapel, die sich auch in schwer verständlichen tumultuarischen Prozessionen mit den Schutzheiligen kundgaben.

Die Gegend von Torre Annunciata und Pompeji, in welcher die Lavagüsse erfolgt waren, blieb zunächst verschont und wurde erst am 11. und 14. von einem feinen Aschenregen, der nur einen Niederschlag von wenigen mm hervorrief, betroffen. Die Finsternis störte in erheblicher Weise den Schiffsverkehr, namentlich am 9., 11. und 12. April. Als ich am 11. von Capri aus Neapel wieder aufsuchte, geriet unser Schiff in eine derartig dicke gelbgraue Aschenwolke hinein, daß dasselbe zeitweilig nicht imstande war, vorwärts zu kommen und wir kaum wenige Meter weit sehen konnten. Stellenweise wurde es sogar manchmal so finster, daß man auch Gegenstände in einer Entfernung von kaum $^1/_2$ m nicht mehr erkennen konnte. Ich habe meine ausgestreckte Hand nicht mehr gesehen. Die Eindrücke, die man in einer derartigen Situation auch infolge des Einflusses der schwefeligen Säure auf die Atmungsorgane, Augen und Nase empfindet, sind in diesen Tagen von anderen Beobachtern häufig genug geschildert worden; hier übertreiben die Zeitungen nicht. Die feinen Aschen drangen durch geschlossene Fenstern und Türen, machten auch sonst das Leben wenig angenehm. Bekannt sind die zahlreichen Störungen im Eisenbahnverkehr namentlich am 11. April.

Schlimm sind auch die Einwirkungen des Aschenregens auf die Pflanzenwelt gewesen. Nicht nur daß die in der Nähe des Berges noch z. T. heiße Asche das Pflanzenleben zerstörte, zeigte es sich auch da, wo die Asche in größerer Mächtigkeit als 20 cm gefallen war, daß die Gemüsepflanzungen und jungen Nieder-Kulturen erstickt waren. Auch in den Weinbergen wird es einer energischen der Bevölkerung freilich sehr unbequemen Arbeit bedürfen, um den Stämmen die erforderliche Lüftung zuzuführen.

Schaden hat der Aschenregen auch der Fauna des Golfes von Neapel zugefügt. Abgesehen davon, daß die Fische durch die vielen niedergefallenen und überdies bei Säuberung der Dächer und Straßen ins Meer geschütteten Aschenmassen verscheucht wurden, haben die Sedimente auch die reiche Mollusken-Fauna des Meeresgrundes in ein schlammiges Bett eingehüllt, dem nur größere Crustaceen entrinnen konnten. Namentlich sind die festsitzenden Austern überall erstickt. Auch wurde den Fischen das Eindringen der feinen Asche in die Kiemen verderblich.

Als Glück im Unglück ist es zu bezeichnen, daß in den Schreckenstagen keine Regengüsse niedergingen; sie hätten die lockeren Aschenmassen bald in gefahrbringende Schlammströme verwandelt und unabsehbaren Schaden angerichtet.

Es seien noch kurz chronologisch einige Daten angeführt:

Am Sonntag den 8. April quollen nach der großen Eruption in den frühen Morgenstunden die dunklen Aschenwolken zu großer Höhe empor und zeigten den Beobachtern aus der Ferne das charakteristische, sich stets in wechselvoller Gestalt rasch erneuernde Bild der „Aschen-Pinie“. Der große Rauchring der Hauptexplosion hatte allmählich aufsteigend und sich ausbreitend gegen Mittag die Höhe über Capri erreicht. Der Vesuv selbst war weder von Neapel, noch von Capri aus zu sehen; er blieb uns bis zum 10. verborgen, wo er vorübergehend sichtbar war; dann konnten wir ihn von Capri aus wieder am 14. und 16. und von Neapel aus am 17. und 20. endlich in voller Klarheit betrachten.

Die Höhe der Pinie am 8. ließ sich von Capri und Anacapri aus auch nach photographischen Aufnahmen ziemlich genau auf 5000—6000 m über dem Vesuv-Gipfel ermitteln; größere Höhen — Herr Professor Dr. Jaekel erwähnt in seinem Aufsatz im Berliner Lokalanzeiger Angaben von Beobachtern aus Neapel, die 13 km Höhe gemessen haben wollen — habe ich nicht gesehen; ich glaube, daß für derartige Schätzungen die Beobachtungen aus größerer Ferne solchen aus unmittelbarer Nähe vorzuziehen sind.

Am 16. war die Pinie etwa 1500 m, am 14. fast 3000 m hoch und zu unterst nahezu 800 m breit; die Wolken stiegen mit einer Schnelligkeit von 4—5 m in der Minute aufwärts; am 17. erreichten sie die gleiche Höhe.

Die namentlich am 8. April noch heftigen elektrischen Entladungen schwächten sich immer mehr ab und wurden nur noch bis zum 13. in geringer Stärke wahrgenommen.

Als der Vesuv am 14. und 16. wieder zum ersten Male deutlich sichtbar wurde, konnte man die großen Veränderungen wahrnehmen, die er erfahren hatte. Die schlanke Spitze erschien

wie weggeblasen; die kleinen Unebenheiten der alten Lavaergüsse am Abhang des Berges, ihre zackigen Formen waren verschwunden; sie waren für den Beobachter aus der Ferne durch die mächtigen Aschenmassen ausgeglichen und verhüllt und ließen so den ganzen Berg massiger erscheinen als zuvor. Dazu kam, daß die in den allerletzten Tagen niedergegangenen Aschenmassen erheblich hellere Farbe aufwiesen und den scheinbar in Neuschnee gehüllten Gipfel dem Auge näher rückten. Die Strecke der Drahtseilbahn war z. T. in Asche vergraben, in ihrem obersten Teile mit dem Stationsgebäude und dem Führerhaus bis auf wenige Überreste völlig zerstört und verschwunden.

Eine Photographie, die am 16. April vom Hafen von Torre del Greco aufgenommen worden war, zeigt im Vergleich mit einem vom gleichen Standort im März d. Js. gemachten Aufnahme, daß der Vesuv mindestens 200 m an Höhe eingebüßt haben muß (vgl. Fig. 3 u. 4). Man sieht auf beiden Bildern deutlich

Fig. 3.
Vesuv von Torre del Greco aus im März 1906 (nach Aufnahme von DE FRENES, Neapel).

einen kleinen Terrainvorsprung auf der westlichen Seite des Berges; die Kegelspitze überragt diesen Punkt auf der älteren Photographie um mindestens 250 m. Auf dem Bilde vom 16. März liegt derselbe unmittelbar unter dem wie abrasierten Gipfel.

Fig. 4.
Vesuv von Torre del Greca aus am 16. April 1906
(nach Aufnahme von DE FRENES, Neapel).

Ob der Einsturz, wie phantasievolle Berichterstatter sogar gesehen haben wollen, auf einmal im Moment der Hauptexplosion oder ob infolge der Verbreiterung der verschiedenen Öffnungen im Krater ein allmähliches Einsinken und Nachsinken der lockeren Aschenmassen erfolgte, läßt sich heute noch nicht mit Sicherheit sagen, da exakte Messungen und Beobachtungen darüber noch nicht vorliegen. Die ersten Angaben sprachen von einer Erniedrigung um über 300 m; dieselben wurden bestritten und noch am 20. glaubte Herr Professor MATTEUCCI, als ich ihn auf dem Observatorium besuchte, den Betrag nur auf 80—100 m beziffern zu können.

Er wird aber doch wohl erheblich höher zu veranschlagen sein. Der Krater erscheint jedenfalls mindestens um das Vierfache seiner früheren Ausdehnung erweitert.

Eine andere bemerkenswerte Erscheinung konnte ich am 14., 16. und 20. April wahrnehmen; in großer Häufigkeit lösten

sich vom Gipfel her aus den lockeren heißen Aschenmassen Staublawinen ab, die außerordentlich rasch den Aschenkegel abwärts stürzten und von weitem den Eindruck erwecken konnten, als ob sich eine neue Radialspalte gebildet hätte, die mächtige Dampfwolken ausstieß.

Die noch am 7. und 8. im Vesuvgebiet häufigen vulkanischen Beben schwächten sich in den nächsten Tagen erheblich ab. Am 11. meldeten Caserta. am 14. Somma, am 15. und 16. noch Ottajano größere Erschütterungen; die vom 15. wurden zu der gleichen Stunde (2 und 5 Uhr nachmittags) noch anderwärts gespürt.

Der Krater des Vesuv selbst verblieb in den Tagen nach dem 8. in fortwährender Tätigkeit, die sich aber auf unaufhörliches Ausstoßen von dunklen Rauchmassen ohne Detonationen beschränkte.

Am 18. setzte ein überaus heftiger Wind ein, der am Fuße des Vesuv allenthalben die lockeren Aschenmassen aufwirbelte und uns so beim Besuch der Lavaströme in Bosco Trecase und Torre Annunciata noch einmal die Erinnerungen an die zahlreichen erlebten Aschenregen der letzten Tage in fühlbarer Weise auffrischte. Er hatte aber noch unangenehmere Erscheinungen im Gefolge; die nur oberflächlich erstarrten Lavamassen entwickelten infolge des stürmischen Wetters große Mengen von Kohlensäure, durch die namentlich die Bewohner am Observatorium, wie mir auch Herr Professor Matteucci bestätigte, zeitweilig in arge Bedrängnis kamen.

In der Nacht vom 18. zum 19., dann wieder am 19., als ich von Tercigno über Giuseppe und Ottajano nach Somma Vesuviana wanderte, begann es endlich zu regnen, zum Glück in der darauffolgenden Nacht so stark, daß die lockere Asche oberflächlich etwas gebunden wurde. So konnte ich am 20. bei denkbar herrlichem Wetter zu Pferde das Observatorium wider Erwarten ohne jede Beschwerde erreichen und als einer der ersten Beschauer den Vesuv wieder in altgewohnter Klarheit und Deutlichkeit aus allernächster Nähe betrachten.

Ein weiteres Vordringen nach dem Aschenkegel war der noch vorhandenen großen Lebensgefahr wegen unmöglich, und zu meinem großen Leidwesen mußte ich auf den dringenden Rat Matteuccis davon absehen.

Vor dem Einsetzen größerer Regengüsse war ein Betreten des Aschenkegels der leicht flüssigen, tiefen, feinen und heißen Aschenmassen wegen nicht denkbar. Der Anblick des Berges war von hohem Interesse. Aus der breiten Öffnung qualmten abwechselnd aus 3 verschiedenen Stellen in kurzen Ausstößen

Fig. 5.
Vesuv am 20. April 1906 2 Uhr nachmittags aufgenommen am Observatorium von R. MICHAEL.

Fig. 6.
Vesuv am 20. April 1906. Aufgenommen am Observatorium von R. MICHAEL.

Fig. 7.
Von Asche bedeckte Lava auf dem Wege zum Observatorium.
Aufgenommen von R. Michael am 20. April 1906.

fast weiße Dampfwolken empor, in die meist mit erheblich grösserer Schnelligkeit zeitweilig schwarzdunkle Aschenwolken hineinjagten. Aus den zahlreichen kleinen Aufnahmen, die ich machen konnte (vgl. Fig. 5 und 6), und die ich hier vorlege, kann man sich ein deutliches Bild der Tätigkeit machen. Charakteristisch war das Landschaftsbild. Die von hellgrauer Asche bedeckte Lava versetzte uns in eine winterliche Gebirgs-Landschaft (vgl. Fig. 7), in der die von jungem Grün bedeckten Weinreben und der tiefblaue italienische Frühjahrs-Himmel seltsame Kontraste bildeten. Der Regen der vergangenen Nacht hatte die weiße Aschendecke etwas zusammensinken lassen und dieselbe am Abhange des Kegels in zahlreichen kleinen Rinnen durchfurcht, aus denen die ältere Asche und Lapilli in bräunlicher Farbe herausschimmerten.

Als wir am nächsten Morgen von Neapel abreisten, begleitete uns auf dem Wege zum Bahnhof ein fein rieselnder Aschenregen; der Vesuv selbst war den Blicken entzogen.

Mit den heftigen Explosionen in der Nacht vom 7. zum 8. hat der Ausbruch des Vesuv sein Ende gefunden. Er ist einer der größten in der Geschichte des Vulkans gewesen und kann in seinen Folgewirkungen am ehesten mit dem Ausbruch im Jahre 79 verglichen werden. Die jetzige Katastrophe hätte sich wahrscheinlich noch sehr viel furchtbarer gestaltet, wenn wie damals bei Pompeji und Herculaneum gleichzeitig Regengüsse dazu gekommen wären, und die leichtfließenden Aschen in gefahrbringende Schlammströme verwandelt hätten. Der jetzige Ausbruch kam aber nicht unvermittelt. Bereits seit mehr wie Jahresfrist war er durch kleinere Lavaergüsse eingeleitet. Der letzte große Ausbruch des Vesuv war der vom Jahre 1872, den A. Heim als Augenzeuge trefflich geschildert hat. Ihm folgte eine kürzere Ruheperiode, aber seit 1876 ist dann der Vesuv kaum je wieder vollständig untätig gewesen. Die späteren Ausbrüche sind gekennzeichnet durch geringe Intensität, aber lange Dauer. So währte der Lava-Ausfluß von 1891 zwei volle Jahre, derjenige, welcher zwischen Somma und Vesuv die Lavamassen zu dem Colle Umberto anhäufte, fast 5 Jahre von 1895—1900. Auch 1903 sind kleinere Lava-Ergüsse in das Valle dell' Inferno erfolgt; ebenso machte sich im Jahre 1904 der Vesuv durch heftige kleinere Explosionen bemerkbar. Seit dem Mai 1905 hat mit dem Ausfluß aus den kleinen Bocchen der Nordwestseite die eruptive Tätigkeit eingesetzt, welche mit dem Ausbruch des vergangenen Monats ihren Abschluß fand.

Ob der Vesuv nunmehr nach dieser heftigen, großen Kraftäußerung in einer längeren Ruhe in seinem gegenwärtigen Solfataren-Zustand verharren wird, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Der objektiven Betrachtung gibt die seit den letzten 3 Jahrhunderten so außerordentlich gesteigerte Tätigkeit des Berges zu denken, und ich möchte meinen, daß auch unsere Generation noch weitere größere Ausbrüche erleben wird.

Es ist sehr zu bedauern, daß von Seiten der italienischen Regierung trotz der fortwährenden Vorstellungen seines Leiters so wenig für das Observatorium und damit für eine ausreichende wissenschaftliche Verfolgung derartiger Eruptionen vorgesorgt ist. Das Vesuv-Observatorium braucht nur mit den notwendigsten Mitteln ausgestattet werden, um bald die Bedeutung und Wertschätzung zu erlangen, deren sich die Zoologische Station in Neapel in der gesamten wissenschaftlichen Welt erfreut. Statt dessen entspricht der Zustand der gesamten Einrichtung auch nicht den bescheidensten Ansprüchen. Vielleicht schafft der diesjährige Ausbruch Wandel, vielleicht können die Wünsche der internationalen Fachgenossen, die in dieser Beziehung alle die gleichen sein werden, zu einer Besserung der unglück-

lichen Verhältnisse beitragen. Und wenn kein wirklich zweckentsprechendes italienisches Institut geschaffen werden kann, könnte doch ein internationales an seine Stelle treten oder einzelne Staaten sich zur Errichtung eigener Observatorien entschließen. Deutschland hat mit Rücksicht auf die Mitwirkung deutscher Geologen in der Erforschungsgeschichte des Vesuv alles Anrecht, hierin eine führende Rolle zu übernehmen.

Auf die einheimische Bevölkerung hat die doch so folgenschwere Eruption bei weitem nicht den Eindruck gemacht, wie auf die Mitwelt. Die treffliche Schilderung, welche Heim von der Gleichgültigkeit der Vesuvbewohner während des Ausbruchs von 1872 gab, läßt sich ebensogut auf ihr Verhalten bei der jetzigen Katastrophe übertragen. Es ist in dieser Zeit zu scharfen Zusammenstößen zwischen der italienischen Regierung und der Geistlichkeit gekommen, welch' letztere alles andere tat, als die Bevölkerung in den Augenblicken der Gefahr richtig zu leiten. Die energischen Worte des Königs von Italien, daß der Klerus lieber die Leute anhalten möge, den Spaten in die Hand zu nehmen und tätig zu sein, werden ihre Wirkung hoffentlich nicht verfehlen. Wer gesehen hat, wie während der tatkräftigen Hilfsaktion des geradezu mustergiltigen Militärs die Bewohner als untätige höchstens bettelnde Gaffer dabei standen, nicht einmal bei den Rettungsarbeiten im eigenen Besitztum mit Hand anlegten, wird die volle Berechtigung dieser Worte verstehen.

Über den petrographischen Charakter der ausgeworfenen Produkte ist folgendes zu bemerken:

Die Laven, Lapilli und Aschen sind Materialien von der gleichen mineralogischen und chemischen Zusammensetzung, die sich nur durch ihre Korngröße unterscheiden.

Die meisten Lapilli, welche ich in Giuseppe, Ottajano und auf dem Wege von Ottajano nach Somma Vesuviana gesammelt habe, sind im Durchschnitt höchstens haselnußgroß. Größere Stücke bis zur Größe einer Kinderfaust fehlen nicht, sie liegen in den Abschnittsprofilen zu unterst als Auswurfsprodukte der ersten großen Explosion, sind aber seltener. Große Blöcke sind nur in der unmittelbaren Nähe des Kraters gefallen; Professor Matteucci zeigte mir am 20. einen Lavablock von Kopfgröße, der im Bereich des Observatoriums niedergegangen war. Wesentlich größere hat Herr Dr. Philippi nach freundlicher Mitteilung in der Nähe der neuen Bocchen festgestellt.

Die Stücke, welche hier mit zugehörigen Schliffen vorgelegt werden, habe ich am 6. April nachmittags selbst aus der glühenden fließenden Lava in der Höhe der Casa bianca aus dem Strome herausgerissen, der, wie vorhin erwähnt, bei der letzten

Haupt-Eruption neue Nahrung erhielt und Bosco Trecase verwüstete.

Die Laven zeigen auch makroskopisch keinerlei Verschiedenheit von den normalen bekannten Vesuvlaven, die schon so oft beschrieben worden sind.

Auch die mikroskopische Untersuchung, welcher sich Herr Kollege Dr. Finckh in liebenswürdiger Bereitwilligkeit unterzogen hat, bestätigt das Gesagte.

Die Laven stellen sich dar als normale Leuzit-Tephrite und Basanite mit Einsprenglingen von Leuzit, Titan-Augit und basischem Plagioklas.

Die Grundmasse ist sehr reich an Glas von hellbrauner Farbe; in der glasigen Grundmasse sieht man reichlich Leuzitkriställchen, Plagioklas, Mikrolithe von Pyroxen und außerdem fein verteiltes Eisenerz.

Olivin scheint zurückzutreten, wenigstens konnte derselbe in dem Dünnschliff der Lava bis jetzt nicht nachgewiesen werden.

Einen zweiten Dünnschliff habe ich von einem Schlackenstück anfertigen lassen, welches ich in Ottajano aus der unteren Lapilli-Schicht gesammelt habe, die dem Orte so verhängnisvoll wurde.

Er zeigt eine stark blasenreiche Schlacke.

Von großem Interesse ist die Feststellung von Dr. Finckh, daß in der Schlacke neben dem tiefgrünen Titan-Augit noch ein farbloser Augit mit sehr deutlicher Spaltbarkeit und hoher Auslöschungsschiefe auftritt, welcher zunächst eine auffallend große Ähnlichkeit mit Wollastonit besitzt, sich aber dann bei näherer Untersuchung als Diopsid erwies.

Ähnliche farblose Augite sind den übrigen Vesuvlaven fremd; das Vorkommen ist also als ein zufälliges zu betrachten.

Die Grundmasse der Schlacken ist ebenfalls sehr glasreich, ist aber durch reich verteiltes Eisenerz derart getrübt, daß das Glas schwer erkennbar ist.

Dasselbe enthält massenhaft winzige Kriställchen von Leuzit.

Einsprenglinge von Leuzit sind vorhanden, aber spärlich.

Auch in diesem Dünnschliff konnte bis jetzt Olivin nicht beobachtet werden.

Die Aschen, von denen ich Ihnen heute nur wenige Proben und Präparate, die Herr Kollege Finckh freundlichst angefertigt hat, vorlegen kann, da ich die übrigen noch nicht erhalten habe, enthalten dieselben Gemengteile wie die Lava, nämlich Leuzit, Plagioklas, Titan-Augit, sowie in großen Mengen bräunliches Glas und Eisenerze.

Sie unterscheiden sich von einander lediglich durch ihre Korngröße.

Bisweilen zeigen Gesteins-Gemengteile, Lava-Bruchstückchen dieser Asche im Präparat eine gelbliche Färbung, welche auf Veränderung durch die vulkanischen Gase (Schwefelsäure und Chlorwasserstoffe) zurückzuführen ist.

Die zahlreichen auffälligen Farbenverschiedenheiten der Asche lassen sich durch mehr oder weniger weitgehende Zersetzungen dieser Art erklären.

Auffallend ist, daß die Aschen gegen Schluß der Eruption heller, z. T. weiß gefärbt erscheinen. Vielleicht ist dies dadurch zu erklären, daß die Einwirkung der Gase erst gegen den Schluß der Eruption einsetzte, und daß daher die gegen das Ende der Eruption ausgeworfenen Aschen erhebliche Veränderungen, speziell durch Auflösen der Eisenerze erfahren haben.

Prof. Hintze, der nach einem heute in der Schlesischen Zeitung veröffentlichten Bericht Aschen des diesjährigen Ausbruchs untersucht hat, ist der Ansicht, daß das zersetzte Aschenmaterial auf einen Ursprung aus Laven älterer Eruptionen hindeute.

Herr **E. Philippi schliesst einige Bemerkungen über seine Beobachtungen am Vesuv im April 1906 an.**

Leider hatte ich nicht das Glück, wie Herr Michael Zeuge der Eruption zu sein; als ich am 15. April in Neapel eintraf, waren die Lavaströme schon zum Stehen gekommen, oberflächlich sogar meist schon erkaltet und die Tätigkeit des Hauptkraters beschränkte sich auf die, allerdings noch recht lebhafte, Produktion feinster Aschen.

Meine erste Exkursion galt dem Lavastrome, der Boscotrecase in zwei Äste geteilt durchflossen hat, von denen der westliche erst in 40 m Seehöhe am Friedhofe von Torre Annunziata Halt machte. Die Lava ist eine äußerst rauhe Block- und Schollenlava und behält diesen Charakter bis zu den Bocchen, wie ich später feststellen konnte, bei. Ihre Mächtigkeit dürfte im Durchschnitt 2—5 m betragen. Gasexhalationen waren in den unteren Teilen des Stromes 8 Tage nach seinem Ausbruch noch an sehr vielen Stellen zu beobachten; neben Schwefelverbindungen und Salzsäuredämpfen scheint auch Arsen in ihnen vertreten gewesen zu sein, das sich durch einen widerlichen Knoblauchgeruch verrät. Wo die Lava mit Vegetation in Berührung trat, hat in vielen Fällen eine Sublimation von Salmiak stattgefunden. Die Brandwirkungen, die der Lavastrom in seinen unteren Teilen ausgeübt hat, sind meist auffallend geringfügig; in unmittelbarer Berührung mit der Lava sind Gras und Kräuter selbst meist nur verdorrt, nicht verbrannt, Weinstöcke und Bäume weisen aber zuweilen überhaupt keine Beschädigung auf; in vielen Fällen sind Häuser, die die Lava umschloß, wohl auseinander-

Fig. 1.
Ende des Lavastromes am Bahndamm der Ferrovia Circumvesuviana in der Nähe des Kirchhofes von Torre Annunziata. PHILIPPI phot.

gerissen worden, der stehen gebliebene Teil verbrannte aber nicht; oft sieht man mitten auf dem Strome entwurzelte Pinien, deren Nadeln unversehrt blieben. Daneben aber konnte man von den Einwohnern Gläser und Eisenwaren aus den zerstörten Teilen von Boscotrecase kaufen, die vollständig geschmolzen waren.

Spätere Exkursionen, besonders eine, die ich mit Herrn WEGNER aus Münster unternahm, gaben mir über das Verbreitungsgebiet der neuen Laven und ihre Ausbruchsstellen weiteren Aufschluß. Es scheint sich hauptsächlich um 3 Ströme

zu handeln. Der mittlere ist der längste, er floß hart an der Ostseite des als Bosco Cognoli bezeichneten Rückens im Gebiete des Stromes von 1850 zu Tal, spaltete sich vor Boscotrecase und durchdrang diese Ortschaft in zwei Armen. Ein zweiter kürzerer Strom floß westlich an der bekannten Casa Bianca vorbei und endigte in den Weinbergen oberhalb des Kirchhofes von Boscotrecase etwa in 200 m Seehöhe. Der dritte östlichste Strom liegt fast ganz im Gebiete der Laven von Caposecchi (1834) und hat sein Ende oberhalb der Ortschaft Avini

Fig. 2.
Stirn des Lavastromes beim Palazzo dei Cola in Boscotrecase.
Philippi phot.

bei Terzigno, ebenfalls ungefähr in 200 m Höhe. Neben diesen drei großen Strömen, die sich vielfach gabeln und Inseln einschließen, sind nach Herrn Wegners Ansicht noch kleinere vorhanden. Die Bocchen liegen ziemlich dicht beieinander unter dem Aschenkegel in einer Seehöhe von 750—800 m. etwa zwischen dem Reitwege bei Casa Fiorenza und dem Eingange ins Valle dell'Inferno. Das Gebiet der Bocchen wird durch zahlreiche Fumarolen und eine sehr lebhafte Solfatara gekenn-

Fig. 3.
Ast eines Lavastromes, einen Einschnitt der Ferrovia Circumvesuviana bei Boscotrecase erfüllend. Philippi phot.

zeichnet, im übrigen sind die Ausbruchstellen recht unscheinbar und nur die des gegen Terzigno abgeflossenen Stromes erhebt sich ansehnlich über das umliegende Terrain. Ob die Bocchen der ersten Lavaergüsse tiefer lagen als die heute sichtbaren und von den späteren Strömen überdeckt wurden, wie Herr Michael annimmt, läßt sich noch nicht mit Sicherheit entscheiden. Gegenüber den Berichten der Eingeborenen ist äußerste Vorsicht

geboten; auch noch 14 Tage nach dem Ausbruch gaben die Führer die Lage der Bocchen meist einige hundert Meter zu niedrig an, um sich weitere Kraftanstrengungen zu sparen.

In dem Gebiete zwischen Torre Annunziata und Terzigno, das von Lavaströmen betroffen worden ist, sind auffallend wenig Aschen gefallen. Die Aschendecke hat bei Boscotrecase nur wenige mm Mächtigkeit, wird aber auch hier in den oberen Teilen des Berges dicker.

Im Gegensatz zu diesem Striche, der von der Asche nur sehr wenig zu leiden hatte, steht der sich nördlich anschließende Quadrant zwischen Terzigno und Somma Vesuviana, in dessen

Fig. 4.
Lapilli in den Straßen der halbzerstörten Ortschaft S. Giuseppe.
Philippi phot.

Mitte das unglückliche Ottajano liegt. Das Material, das hier so weitgehende Verwüstungen hervorgerufen hat, sieht an und für sich ziemlich harmlos aus. Es sind sehr poröse und deswegen relativ leichte Lapilli, die in Ottajano nur selten

die Größe einer Kinderfaust erreichen, in Terzigno aber höchstens Hühnereigröße haben. Kompakte spindelförmige oder gedrehte Bomben habe ich nicht wahrnehmen können, auch dürften die Berichte von einem „glühenden Steinhagel“ unwahr sein, da

Fig. 5.
Haus in S. Giuseppe, dessen Dach durch die Lapilli-Schicht teilweise zum Einsturz gebracht worden ist. Philippi phot.

von Brandwirkungen nichts zu beobachten war. Nicht das einzelne Wurfgeschoß wirkte zerstörend, sondern ihre Masse, die sich in ungeheurer Geschwindigkeit auf den Dächern anhäufte und diese zum Einsturz brachte.

Am Bahnhof von Terzigno beträgt die Mächtigkeit der Lapillischicht erst 13 cm, darüber lagern 2 cm staubfeine, hellgraue Asche. Für Ottajano, das wohl am schwersten betroffen wurde, darf man 1 m Lapilli rechnen, die feinkörnige Asche darüber erreicht auch hier nur einige cm Dicke.

Der nach Westen gelegene Halbkreis zwischen Somma Vesu-

viana und Torre del Greco ist hauptsächlich von feinen Aschen überschüttet worden und hat viel weniger gelitten als der Quadrant von Ottajano. Im allgemeinen dürfte die Mächtigkeit der Aschendecke $^1/_2$ m nicht übersteigen, am Observatorium, also in 600 m Meereshöhe, betrug sie an geschützten Stellen 45 cm.

Fig. 6.
Staubwirbel in dem von einer leichten Aschenschicht überdeckten Gelände bei Casa Bianca oberhalb Boscotrecase. PHILIPPI phot.

An einer etwas exponierteren Stelle beobachtete ich vor dem Observatorium folgendes Profil in der Folge von oben nach unten:

$2^1/_2$ cm hellgraue, feinkörnige Asche
22 cm hell graurote, mäßig feine Asche
10 cm braune Asche (Terra di Siena-Farbe)
0,5 cm gröbere Asche und kleine Lapilli von schwarzer Farbe.
25 cm.

Die Cook'sche Bahn von der Station Pugliano bis zum Observatorium und noch ein Stück darüber hinaus wurde nur von den feinen Aschen verschüttet und war bereits 14 Tage nach

dem Hauptausbruch wieder in Betrieb; die Teile der Bahn aber, die unmittelbar am Aschenkegel lagen, also die ganze Drahtseilbahn samt den beiden Stationen und das letzte Stück der Adhäsionsbahn sind vollständig vernichtet. Die obersten Teile der Bahnanlage dürften in die Luft geblasen worden sein, die tieferen Teile wurden unter einem Haufwerk von ausgeworfenen Blöcken und Aschen verschüttet oder von Steinlawinen zerrissen, die man in den ersten Wochen nach der Eruption sehr häufig am Kegel beobachten konnte.

Der Aschenkegel des Vesuv ist bekanntlich bei der Eruption abgestumpft und bedeutend erniedrigt worden. Nach der herrschenden Ansicht erfolgte diese Gestalt-Veränderung durch Einsturz der obersten Teile, ich möchte jedoch annehmen, daß sie hauptsächlich durch die Explosionen hervorgerufen worden ist. Zweifellos hat sich die Krateröffnung sehr stark verbreitert, damit muß

Fig. 7.

Der Aschenkegel des Vesuv, von Casa Bianca aus gesehen. Die neuen Lavaströme leicht kenntlich an ihrer dunklen Farbe, während das übrige mit hellgrauen Aschen bedeckte Gelände einer Schneelandschaft gleicht. Philippi phot.

aber naturgemäß eine Erniedrigung des Kegels Hand in Hand gehen. Irgendwelche Spalten oder sonstige Anzeichen von Einstürzen konnte ich am Kraterrande nicht wahrnehmen. Der Kraterrand liegt auf der Süd-Westseite erheblich höher als auf der Nord-Ostseite; dies scheint mir darauf hinzudeuten, daß die Explosionen schon von vornherein eine mehr östliche Richtung hatten und daß nicht allein der Wind das gröbste Material nach dem Quadranten von Ottajano trieb.

Als ich am 28. April den Kegel bestieg, war der Krater zwar ganz von Dampf erfüllt, es ließen sich aber keinerlei Explosionen wahrnehmen; von riechbaren Gasen wurde nur Schwefelwasserstoff exhaliert, der Krater befand sich also in einem sehr ruhigen Solfatarenzustande. Ob dieser das Ende einer längeren Eruptionsperiode oder nur einen kurzen Erschöpfungszustand bedeutet, wird die Zukunft lehren.

Es scheint bei dieser Eruption ziemlich viel Somma-Material zu Tage gefördert zu sein, das sich sowohl in den Auswürflingen des Kraterkegels wie in den neuen Lavaströmen findet. Ob dabei alte Sommatuffe angegriffen wurden oder ob neuerdings wieder eine Umwandlung von Apenninkalken durch das Magma stattgefunden hat, ist noch fraglich. Jedenfalls dürfte der Untergrund des Kegels diesmal stärker in Mitleidenschaft gezogen worden sein, als dies bei gewöhnlichen Eruptionen der Fall ist.

Die Eigenart der Eruption vom April 1906 besteht darin, daß diesmal die Aschenproduktion die Ausstoßung von Lava weit übertroffen hat. Quantitativ ist diese Eruption außerordentlich ergiebig gewesen, sie müßte schon deswegen zu den allergrößten Vesuvausbrüchen gezählt werden, auch wenn ihre Wirkungen etwas weniger verderblich gewesen wären.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Wahnschaffe. Philippi. Kühn.

Briefliche Mitteilungen.

7) Zur Kritik der Interglazialbildungen in der Umgegend von Berlin.

Von Herrn F. Wahnschaffe.

In zwei jüngst erschienenen Aufsätzen von Herrn F. Wiegers [1]) über „die natürliche Entstehung der Eolithe im norddeutschen Diluvium“ und von Herrn H. Menzel [2]) „Über die erste (älteste) Vereisung bei Rüdersdorf und Hamburg und die Altersstellung der Paludinenschichten der Berliner Gegend“ ist die Ansicht vertreten worden, daß sich im norddeutschen Flachlande sichere Beweise nur für eine einzige Interglazialzeit und demnach allein für zwei Vereisungen fänden. Beide Verfasser weisen darauf hin, daß die Annahme einer dritten, ältesten Vereisung sich auf den Nachweis eines tiefliegenden Geschiebemergels in einer Reihe von Bohrungen bei Rüdersdorf und Hamburg gründe und heben übereinstimmend hervor, daß durch diese Bohrungen für die betreffenden Gebiete überhaupt nur zwei Geschiebemergel nachgewiesen seien. Von einer Besprechung der Hamburger Bohrungen will ich hier absehen, da ich nicht zu entscheiden vermag, inwieweit die von Gottsche [3]) angeführten Gründe für eine dritte, älteste Vereisung bei Hamburg stichhaltig sind. Während aber Menzel mit Recht angibt, daß Gottsche aus der großen Mächtigkeit des hangenden Geschiebemergels seine Zugehörigkeit zum unteren Diluvium gefolgert habe, ist er im Irrtum, wenn er mir dieselbe Beweisführung bei der Beurteilung der Rüdersdorfer Grundmoränen zuschreibt. Da in beiden Aufsätzen das Rüdersdorfer Diluvialprofil unvollständig, weil ohne Berücksichtigung der geologischen Karte, dargestellt ist und ich außerdem in den Menzel'schen Ausführungen eine Stellungnahme zu der Rixdorfer Säugetierfauna ganz und gar vermisse, so sehe ich mich genötigt, nochmals auf die Tatsachen

[1]) Diese Zeitschr. Jahrg. 1905. Monatsberichte Nr. 12. S. *485—514*.

[2]) Centralbl. für Min. etc. Jahrg. 1906. S. *181—189*.

[3]) Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mitteil. der Geogr. Ges. in Hamburg. **13**. 1897. — Vergl. auch Schröders Mitteilungen über die geologischen Aufnahmen bei Stade, nach denen er geneigt ist, die Stader Austernbank als Interglazial I aufzufassen, jedoch mit dem ausdrücklichen Bemerken, daß Beweise, die alle Zweifel ausschlössen, für diese Anschauungen noch nicht vorhanden seien. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. für 1898, Berlin 1899. S. CLXI—XII.

näher einzugehen, die für ein zweifaches Interglazial in dem Berliner Diluvium und folglich für eine dreifache Vereisung dieses Gebietes sprechen.

Die Schichtenfolge der Glazialbildungen bei Rüdersdorf läßt sich nur auf Grund des Diluvialprofils beurteilen, das durch die geologische Kartenaufnahme für die ganze Berliner Gegend festgestellt ist. In der jetzt leider zugeschütteten und verbauten großen Sand- und Kiesgrube in dem Südwestgehänge des Berliner Haupttales gegenüber dem Rathause von Rixdorf war früher dieses Profil in einer jeden Zweifel ausschließenden Weise aufgeschlossen. G. Berendt hat von dieser Grube in den Erläuterungen zu Blatt Tempelhof auf Tafel I eine naturwahre Abbildung gegeben. Ich selbst habe sie von 1875 an bis Ende der achtziger Jahre vielfach besucht und kann daher die Berendt'sche Darstellung aus eigener Anschauung bestätigen. An der oberen Grubenwand war der obere Geschiebemergel des Teltowplateaus, der zwischen 2—5 m mächtig ist, in einer Mächtigkeit von etwa 3 m aufgeschlossen. Derselbe wurde unterlagert von horizontal geschichteten, völlig ungestörten Diluvialsanden von ungefähr 10 m Mächtigkeit, an deren Basis 1 m mächtige grobe Kiese sichtbar wurden. Darunter war im vorderen, nördlichen Teile der Grube eine etwa 4 m mächtige untere Bank von Geschiebemergel aufgeschlossen, die wiederum von feinen Diluvialsanden unterlagert wurde. Während in der oberen Geschiebemergelbank niemals Schalen von *Paludina diluviana* beobachtet wurden, waren sie in der unteren Bank außerordentlich häufig. Dieser untere Geschiebemergel ist durch die geologische Kartierung der Berliner Gegend als ein durchgehender Horizont nachgewiesen worden und kann daher bei Rixdorf keinesfalls als lokale Einlagerung im Sande aufgefaßt werden, wie Geinitz[1]) glaubhaft machen möchte. Die Kiesschicht über dem unteren Geschiebemergel ist die Lagerstätte der bekannten Rixdorfer Säugetierfauna, die sich in dem gleichen Horizonte, meist nahe über dieser unteren Moräne, an vielen Punkten der Berliner Gegend hat nachweisen lassen. Als ihre wichtigsten älteren Fundorte mögen außer Rixdorf noch Britz und Tempelhof bei Berlin, Nieder-Löhme bei Königs-Wusterhausen, Müggelsheim bei Köpenick und Phöben bei Potsdam genannt werden.

[1]) Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. Neues Jahrb. f. Mineralogie, etc. Beilageband XVI. Stuttgart 1902. S. *52—53*. — Das Quartär Nordeuropas in: Lethaea geognostica. 1904. S. *294*. — Ich möchte hier zugleich bemerken, daß ich den von Berendt in Blatt Tempelhof Taf. II veröffentlichten Durchschnitt des „Templower" Berges, den auch Geinitz bringt und für seine Anschauungen verwertet, auf Grund der auf derselben Tafel abgebildeten Aufschlüsse für nicht überzeugend halte.

Unter dem paludinenführenden Geschiebemergel der Rixdorfer Grube ist in einer mächtigen fluvioglazialen Schichtenfolge die primäre Paludinenbank zuerst von Berendt 1882 auf Grund einer Bohrung in der Vereinsbrauerei Rixdorf nachgewiesen worden. Er hebt in den Erläuterungen zu Blatt Tempelhof S. 18 ausdrücklich hervor, daß die Schichtenfolge in diesem Bohrloche von etwa 2 m über dem Nullpunkte des Berliner Dammmühlenpegels bis — 22,7 m leider nicht näher bestimmt werden konnte, da die Entnahme von Bohrproben erst bei dieser Tiefe begonnen hatte. „Für den oberen Teil des Bohrloches konnte jedoch ohne Bedenken die Schichtenfolge des auf Taf. 1 gegebenen Rixdorfer Grubenprofils benutzt werden, weil der betreffende Bohrbrunnen kaum 50 Schritt vom Rande genannter Grube entfernt steht.“ Herr Dr. Wiegers hat daher kein Recht, die durch Aufschluß und Bohrung festgestellte Schichtenfolge des Rixdorfer Diluvialprofils in Zweifel zu ziehen, wie er dies in der seinem Vortrage über die natürliche Entstehung der norddeutschen Eolithe folgenden Diskussion in der Berliner Anthropologischen Gesellschaft am 28. April dieses Jahres getan hat. Er bezeichnete hier das von Berendt gegebene Bohrprofil der Vereinsbrauerei zu Rixdorf als ein konstruiertes, hob die Möglichkeit von Schichtenstörungen unmittelbar am Rande des Berliner Haupttales hervor, ohne jedoch irgend welche Anhaltspunkte für seine Behauptung beizubringen, und bestritt die Beweiskraft des Rixdorfer Aufschlusses für die Annahme von zwei interglazialen Horizonten. Dem gegenüber sei hier auch auf Schröder[1]) und Stoller verwiesen, welche die Methode der Kombination von Oberflächenkartierung und Tiefbohrungen als den einzigen Weg bezeichnen, um über die Gliederung des Diluviums zu einem sicheren Resultat zu kommen.

Ich halte es für wichtig, darauf hinzuweisen, daß dieselbe Schichtenfolge wie bei Rixdorf auch über der Paludinenbank von Carolinenhöhe[2]) bei Spandau am Südrande des Berliner Haupttales vorhanden ist. Das von mir 1902 mitgeteilte Bohrloch ist unter dem oberen Geschiebemergel in den Sanden angesetzt, die der Rixdorfer Stufe entsprechen und eine Mächtigkeit von 19 m aufweisen, darunter folgt unterer Geschiebemergel von 9 m, dann 28 m Diluvialsand und darunter in einem Niveau von 9,4 m unter dem Ostseespiegel die Paludinenbank in einer

[1]) Marine und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Uetersen-Schulau. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1905. S. 102.

[2]) Wahnschaffe: Über die Auffindung der Paludinenbank in dem Bohrloche Carolinenhöhe bei Spandau. Diese Zeitschr. 1902. S. 1—6 (Mit Diskussion).

Mächtigkeit von 1,5 m. Unterlagert wird sie von einem grauen durch organische Reste gefärbten Sand (5,5 m) mit spärlichem nordischem Material und schließlich von einem groben Diluvialkies mit reichlich nordischem Material (2,5 m), der in seiner Alterstellung der tiefsten Grundmoräne von Rüdersdorf entsprechen dürfte.

Die in Berlin selbst und in seiner näheren Umgebung an zahlreichen Punkten in annähernd gleichem Niveau — im Durchschnitt 10 m unter dem Ostseespiegel — erbohrte Paludinenbank wird hier überall von einer Schichtenfolge fluvioglazialer Ablagerungen unterlagert, nur in den Bohrlöchern III und V bei Rüdersdorf ist bisher Geschiebemergel im Liegenden der Paludinenbank und zwar zuerst durch v. Fritsch[1]) im Jahre 1898 nachgewiesen worden. Ihre primäre Ablagerung kann nicht angezweifelt werden, aber während sie anfangs trotz der Unterlagerung durch nordisches Material für präglazial gehalten wurde, ist ihr nach dem Bekanntwerden der Rüdersdorfer Bohrungen eine interglaziale Stellung zugewiesen worden, sodaß sie als Interglazial I und die Rixdorfer Säugetierfauna als Interglazial II bezeichnet wurde.

Drei Jahre früher hatte schon Keilhack[2]) seine Belziger Süßwasserkalke und die Berliner Paludinenschicht aus dem präglazialen in den unteren interglazialen Horizont gerückt. Unter Hinweis auf die aus den Alpen vorliegenden Forschungsergebnisse Pencks glaubte er in den unteren Sanden und Tonen im mittleren Norddeutschland das fluvioglaziale Aequivalent einer Eiszeit anerkennen zu müssen, die älter als diejenige sei, die den unteren Geschiebemergel der Mark ablagerte. Er parallelisierte die älteste Eiszeit mit der Schonen'schen Stufe James Geikies. Dadurch wurde nun auch die Stellung der Süßwasserkalke und Diatomeenlager der Provinz Hannover, die Keilhack 1882 mit den Belziger Schichten parallelisiert hatte, in Mitleidenschaft gezogen. Gegen einen Teil dieser zu weit gehenden Parallelisierungen hatte ich schon 1884[3]) meine Bedenken folgendermaßen geäußert: „Die Süßwasserkalke bei Bienenwalde (in Pommern) sind nach Keilhack von bis zu 2 Meter mächtigen Sanden überlagert; über dem Diatomeenlager bei Oberohe in der Lüne-

[1]) Ein Wasserlauf der alten Unstrut. Zeitschr. f. Naturwissenschaften. **71**. Leipzig 1898. S. 30—31.

[2]) Die Geikie'sche Gliederung der europäischen Glazialablagerungen. Jahrb. d. Kgl. preuß. geol. L.-A. f. 1895, Berlin 1896. S. 123.

[3]) Wahnschaffe: Die Süßwasser-Fauna und Süßwasser-Diatomeenflora im Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1884, Berlin 1885. S. 280.

burger Haide finden sich 3 Meter mächtige geschichtete unterdiluviale Sande, die eine Decke von oberem Geschiebesande besitzen, während der Kalkmergel von Korbiskrug (Blatt Mittenwalde) unter einem 1—1½ m Mächtigkeit besitzenden Talsande (von Laufer als „Oberer Diluvialsand“ bezeichnet) liegt, der einige Geschiebe führt. Die Lagerungsverhältnisse dieser Vorkommen sind also nicht derartig, daß man zweifellos berechtigt wäre, sie präglazial zu nennen.“ Die conchylienführenden Sande von Nennhausen und dem Galgenberge, sowie den diatomeenführenden Süßwasserkalk des Rollberges (Blatt Rathenow) habe ich damals „altglazial“ genannt, wegen der rein nordischen Sande, die sich noch unter ihnen finden, und habe sie später zum Interglazial I gestellt.[1]) Ich bin aber jetzt mehr geneigt, die diluvialen Süßwasserschichten von Rathenow zum jüngeren Interglazial zu stellen, wie W. Koert[2]) schon getan hat, da die Zurechnung des hangenden Geschiebemergels zum Unterdiluvium mir nicht mehr genügend begründet zu sein scheint. Es handelt sich hier um das Westhavelland, in dem die Verbreitung des oberen Geschiebemergels größer sein dürfte, als die geologischen Karten angeben. Den Kalkmergel von Korbiskrug habe ich 1896 mit Halbe (Interglazial II) parallelisiert.

Im Gegensatz zur Paludinenbank, deren primäres Vorkommen noch niemals in Zweifel gezogen ist, hat die Rixdorfer Säugetierfauna als interglaziale Ablagerung seit ein paar Jahren manche geringschätzige Kritik erfahren müssen. Herr Dr. Menzel scheint sogar dem Rixdorfer Horizont so wenig Bedeutung beizumessen, daß er ihn in seiner eingangs erwähnten Arbeit nicht einmal einer Erwähnung für wert hält. Aus seinen Ausführungen geht jedoch so viel hervor, daß er wahrscheinlich den Standpunkt vertritt, den die Herren Maas, Wolff und G. Müller in der an meine Mitteilung über die Paludinenbank von Carolinenhöhe bei Spandau sich anschließenden Diskussion zum Ausdruck brachten. Herr Wolff führte hier aus, daß das interglaziale Alter der Rixdorfer Fauna durchaus nicht feststehe und daß die gute Erhaltung der Knochen und Zähne die Annahme nicht ausschließe, daß die Skeletteile auf sekundärer Lagerstätte ruhten und erst durch die glazialen Gewässer, sei es der ersten oder der zweiten Vereisung, aus ihrem ursprünglichen Mutterboden fortgeschwemmt wären. Es bleibt seiner Ansicht nach nur die Paludinenbank als der oberste sichere Interglazialhorizont der Berliner Gegend übrig.

---

[1]) Vergl. meine Gliederung der norddeutschen Glazialbildungen in der zweiten Auflage der Ursachen der Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901. S. 239.

[2]) Diese Zeitschr. Jahrg. 1899. S. 61.

Gegen diese Behauptungen legte ich in meinem Schlußwort die Gründe für das interglaziale Alter der Rixdorfer Fauna kurz dar. Die von G. Maas in der Diskussion vertretene Auffassung, daß die paludinenführenden Tonmergel in Westpreußen auf primärer Lagerstätte zwischen dem unteren und dem in mehrere Bänke getrennten oberen Geschiebemergel vorkämen, ist von ihm nicht aus Aufschlüssen, sondern aus Bohrungen gefolgert worden und noch keineswegs so sicher begründet, wie F. Wiegers zu glauben scheint. Auch Keilhack hob hervor, daß es sich vielleicht empfehlen dürfte, die Zusammengehörigkeit des über den Paludinenschichten des Weichselgebietes liegenden Komplexes von Grundmoränen und ihre Zugehörigkeit zur letzten Eiszeit etwas weniger apodiktisch zu behaupten.[1])

Es ist von den Geologen, die in der Rixdorfer Fauna ein interglaziales Niveau sehen, nie behauptet worden, daß sie eine ganz unveränderte primäre Ablagerung darstelle. Schon die Kiesschichten, in denen die Knochenreste vorkommen, beweisen einen Absatz durch stark strömendes Wasser. Aber daß die Fossilien keinen weiten Transport erlitten haben können, zeigt ihr z. T. außerordentlich guter Erhaltungszustand, der von den Geologen allgemein anerkannt wird und die oft nur geringe Abrollung, die die Stücke aufweisen.

Auch Schröder[2]) kommt bei einer kritischen Betrachtung des Niveaus der Säugetierfauna in den Kiesgruben am Bahnhofe Oderberg — Bralitz zu dem Ergebnis, daß sogar trotz der starken Abrollung der dort vorkommenden Knochenreste auf eine primäre, später durch strömende Wasser umgelagerte interglaziale Schicht zu schließen sei. Von besonderer Wichtigkeit scheinen mir seine folgenden Ausführungen zu sein: „Um Mißverständnissen vorzubeugen, möchte ich hier noch der Überzeugung Ausdruck geben, daß an vielen der bekannten Punkte interglazialer Säugetierfauna sich die Überreste an ursprünglicher Lagerstätte

[1]) Die Süßwasserfauna der Posener Gegend, von der ich im Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1896 S. LXXXI—II eine Zusammenstellung gegeben habe, tritt in den Sanden zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel auf, in welchem Niveau dort auch Reste diluvialer Säugetiere gefunden sind. Die Fauna besteht vorwiegend aus zahlreichen wohlerhaltenen Exemplaren von Valvaten, Bythinien, Planorben und Pisidien, dagegen aus nur ganz geringen Resten der Paludina diluviana, sodaß ich das Vorkommen der letzteren in diesem höheren Niveau nach den bisherigen Funden nicht mehr für primär halten möchte. Einen Nachtrag zu dieser interglazialen Süßwasserfauna gaben V. Milthers und V. Nordmann in dieser Zeitschr. 1902, S. 39—42.

[2]) Eine große Felis-Art aus märkischem Diluvium. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1897, Berlin 1898. S. 26—27.

befinden, denn die Erhaltung einzelner leicht zerbrechlicher Stücke widerlegt eine gegenteilige Ansicht. Jedoch glaube ich, daß anscheinend in demselben stratigraphischen Niveau — mangels jeden Merkmales, das eine Unterscheidung interglazialer und glazialer Sande gestattet — primär abgelagerte und sekundär abgerollte Stücke nicht weit von einander vorkommen, je nachdem die Zerstörung durch jüngere Wassermassen mehr oder weniger tief ins Liegende eingegriffen hat. So ist wohl kein Zweifel, daß ein großer Teil der Säugetiere in Rixdorf sich auf primärer Lagerstätte befindet, obwohl mir mehrere Mammutzähne mit dem Fundort Rixdorf, die eine deutliche Abrollung aufweisen, vorliegen."

Die auf dem noch nicht kartierten Blatt Storkow dicht an der Ostgrenze von Blatt Friedersdorf gelegenen Kiesgruben von Kl. Eichholz haben gleichfalls zahlreiche und bedeutende Reste der Rixdorfer Säugetierfauna geliefert, die in den Besitz des märkischen Provinzialmuseums übergegangen sind. Die Altersstellung dieser Kiese geht aus dem von Laufer kartierten Nachbarblatt Friedersdorf ganz klar hervor. Das Dorf Kl. Eichholz liegt auf einer Decke oberen Geschiebemergels, unter der am Rande der Hochfläche die Sande und Kiese, denen die Fauna entstammt, hervortreten. Unterlagert werden sie von einer unteren Geschiebemergelbank, die von diluvialen Tonen unterteuft wird. Wie ich bei einem Besuche der großen Kiesgrube im Jahre 1902 feststellen konnte, geht der Geschiebemergel von Kl. Eichholz nach Osten zu in oberen Geschiebesand mit großen Blöcken über, der bei besagter Grube feinere und gröbere geschichtete Sande unmittelbar überlagert, unter denen eine mächtige Kiesbank aufgeschlossen ist. Die aus den tiefsten Kiesschichten stammenden Knochenreste und Zähne, die ich bei dem damaligen Besitzer der Grube zu sehen Gelegenheit hatte, gehören vorwiegend zu *Elephas primigenius, Rhinoceros antiquitatis, Rangifer grönlandicus* und zeigten z. T. nur ganz geringe Abrollung. Dagegen sind die nach Aussage der Arbeiter in den oberen Kiesschichten häufig vorkommenden Zähne von *Equus caballus* oft so schön gerollt, daß sie den Eindruck kleiner Kiesgerölle machen, während die aus den unteren Kiesschichten stammenden Pferdezähne ebensowenig Spuren starker Abrollung zeigen wie die Elephas- und Rhinocerosreste.

Die von mir in den Tongruben bei Halbe[1]) südlich von Blatt Mittenwalde 5 m unter der Taloberfläche in der Steinsohle über dem unteren Diluvialton nachgewiesenen Säugetierreste stellen

[1]) Wahnschaffe: Über Aufschlüsse im Diluvium bei Halbe. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1896, Berlin 1897. S. 126—135.

ein durch glaziale Gewässer zerstörtes Lager dar. Geinitz[1]) will diesen wie auch den Oderberger Funden nur ein postglaziales Alter zugestehen, doch hat Schröder für Oderberg nachgewiesen, daß die Knochenreste aus diluvialen Kiesen stammen, die von stark denudiertem Geschiebediluvium unter- und überlagert werden, und auch bei Halbe sind die 5—6 m mächtigen Sande über dem Diluvialton z. T. zum Diluvium zu rechnen. Sie enthalten in ihren untersten Schichten zahlreiche Einlagerungen von zerriebener Braunkohle und Kieslager mit Lignitgeröllen, sowie haselbis wallnußgroße Stücke von Bernstein. Eine 3 m unter der Oberfläche vorkommende Torfscholle von 1,5 m Länge und 0,5 m Dicke deutet darauf hin, daß die ursprüngliche Ablagerung mit dem gleich zu besprechenden interglazialen Torfe von Mittenwalde gleichaltrig sein dürfte. Schröder ist mit mir der Ansicht, daß die Zerstörung interglazialer Schichten durch jungglaziale Wassermassen an zahlreicheren Punkten in unserem Diluvium vorkommt, als man glaubt, und mit ein Grund der außerordentlichen Seltenheit interglazialer Schichten ist.

Ein wichtiger Beweis für die interglaziale Altersstellung der Rixdorfer Säugetierfauna ist meines Erachtens die neuerdings erfolgte Auffindung von zwei primären Torflagern bei Mittenwalde (Mark) und Kohlhasenbrück am Teltowkanal. Das Torflager bei Motzen auf Blatt Mittenwalde ist nach Th. Schmierer und F. Soenderop[2]) mit den zugehörigen fossilienführenden Ablagerungen (Sanden, Feinsanden, Tonen, Moorerde, Lebertorf, Kalk) 5 m mächtig und liegt, wie beide Verfasser nachgewiesen haben, in ungestörter Lagerung zwischen zwei Geschiebemergeln, von denen der untere von geschichtetem Diluvialton unterlagert wird. Es ist demnach durch die Auffindung dieses Torflagers in der seit der Kartierung im Jahre 1879 bedeutend weiter abgebauten Tongrube die von mir festgestellte Gliederung der dortigen Diluvialbildungen durchaus bestätigt worden. Die genaue Untersuchung des Torflagers steht noch aus, doch haben sich bisher keine borealen Pflanzen darin gefunden. Der Geschiebemergel im Liegenden enthält häufige Reste von *Paludina diluviana*, die meiner Ansicht nach nur aus der interglazialen Paludinenbank in die Grundmoräne aufgenommen sein können. Die Annahme von H. Menzel und F. Wiegers, daß die Paludinen des Motzener Geschiebemergels aus einer „präglazialen“ Paludinenbank aufgenommen sein könnten, ist eine reine Verlegenheitshypothese und

[1]) Die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit. N. Jahrb. f. Min. etc. B.-Bd. XVI. Stuttgart 1902. S. 54.

[2]) Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1902. Berlin 1903. S. 544—548.

beweist klar und deutlich, daß der Rixdorfer Horizont bei der Gliederung der Berliner Glazialschichten garnicht ausgeschaltet werden kann. Denn während die Torfbank von Motzen nach ihrer Höhenlage (etwa 47 m über NN) und ihrer geologischen Stellung zwischen dem oberen und unteren Geschiebemergel naturgemäß in das Interglazial II, dem auch die Rixdorfer Fauna angehört, einzuordnen ist, wird sie von H. Menzel und F. Wiegers in das etwa 56 m tiefere Niveau der interglazialen Paludinenbank (Interglazial I) gebracht, unter dem dann noch eine „präglaziale" angenommen werden muß, da die Paludinen des Motzener unteren Geschiebemergels natürlich nicht aus der mit dem hangenden Torf in das gleiche Niveau gestellten interglazialen Paludinenbank stammen dürfen.

Über die Torfschicht bei Kohlhasenbrück bereitet J. Korn eine Veröffentlichung vor. Das Profil, das ich seiner Zeit mit ihm besichtigt habe, zeigt an der Oberfläche Sande mit großen Blöcken bis zu 1 m Durchmesser, die der oberen Grundmoräne des Teltowplateaus entsprechen. Darunter liegen ungestörte horizontal geschichtete Sande, dann folgt das Torflager und in der Sohle des Aufschlusses ein zweiter Geschiebemergel, den ich nur mit dem Geschiebemergel im Liegenden der Rixdorfer Säugetierfauna parallelisieren kann. Eine Untersuchung der Pflanzenreste des Torfes durch Herrn Dr. Stoller hat ergeben, daß nur gemäßigte und keine borealen Pflanzen darin vorkommen. Es kann demnach dieses Torflager nicht am Eisrande gebildet sein, sondern setzt gemäßigte klimatische Bedingungen voraus.

Aus allen Aufschlüssen der Berliner Gegend geht hervor, daß die Rixdorfer Fauna zwischen zwei Geschiebemergeln liegt, von denen der untere über der Paludinenbank auftritt, was schon daraus hervorgeht, daß er häufig vereinzelte erratische Paludinen führt. Es ist aber ein Irrtum von Geinitz, wenn er angibt, daß in dem unteren Geschiebemergel von Rixdorf gleichfalls Knochenreste vorkämen. Bisher haben sich dieselben sowohl bei Rixdorf als in der weiteren Umgebung von Berlin nur in den überlagernden Kiesen gefunden, so daß sie nicht aus dem liegenden unteren Geschiebemergel ausgewaschen sein können, was auch Geinitz wegen der Masse und guten Erhaltung der Knochen nicht annehmen will. Wenn nun auch die Sande und Kiese unter dem oberen Geschiebemergel zum großen Teil durch die Gletscherschmelzwasser des vorrückenden letzten Inlandeises abgelagert sind und interglaziale Schichten dabei umgelagert sein können, wodurch die primären Lagerstätten der Säugetierfauna z.T. zerstört wurden, so behält diese doch ihren vollen Wert für

die Niveaubestimmung. Gerade die Mengung von borealen und gemäßigten Formen scheint auf diese Umlagerung hinzudeuten, aber auch zu beweisen, daß zwischen der Ablagerung des unteren und oberen Geschiebemergels nach einander arktische und gemäßigte klimatische Bedingungen eintraten, woraus eine lange Interglazialzeit gefolgert werden kann.

H. Menzel hat in dem eingangs erwähnten Aufsatze die Rüdersdorfer Bohrungen III und V mitgeteilt, in denen unter der Paludinenbank ein tief liegender Geschiebemergel erbohrt worden ist. Aus den Bohrprofilen folgern Menzel und Wiegers, daß nur zwei durch die interglaziale Paludinenbank getrennte Geschiebemergel nachgewiesen seien, was jedoch meines Erachtens bei genauerer Prüfung nur für Bohrloch V zutrifft, dessen hangenden Geschiebemergel sie irrtümlich in die letzte Eiszeit verweisen. Beide haben leider garnicht für nötig befunden, die Kartenaufnahme zu berücksichtigen, die bereits Eck und später auch mich veranlaßte, auf dem Blatt Rüdersdorf zwei Geschiebemergel auszuscheiden.

Am östlichen Gehänge des Kalksees und Kalkgrabens tritt dort eine fortlaufende, deutlich zu verfolgende Bank von Geschiebemergel auf, welche nach Norden zu aufsteigt und im Süden unter die sehr mächtigen Sande und Kiese des Kranichberges untertaucht. Im Norden legt sich dieser Geschiebemergel unmittelbar auf das Röt, die Schichtenköpfe desselben in der Durin'schen Tongrube am Kesselsee scharf abschneidend. Dieser Geschiebemergel enthält überall Geschiebe vom unteren und oberen Muschelkalk und muß bei einer von Nord nach Süd gerichteten Bewegung des Eises abgelagert sein. Geht man von dem oberen Rande der Durin'schen Tongrube nach Osten zu, so sieht man geschichtete Diluvialkiese und Sande den Geschiebemergel unmittelbar überlagern. Die Kiese sind hier früher in großen Kiesgruben etwa in der Mitte zwischen dem Kesselsee und Dorf Rüdersdorf abgebaut worden. In ihnen sind Zähne von *Elephas primigenius* gefunden, sodaß sie demnach den Rixdorfer Horizont darstellen. Überlagert werden diese Sande nnd Kiese weiter nach Westen zu vom oberen Geschiebemergel, der sich auch am östlichen Stoße des Alvenslebenbruches entweder unmittelbar auf die Schichtenköpfe des Muschelkalkes auflegt, oder noch von Sanden und Kiesen unterlagert wird, deren Mächtigkeit nach Norden zunimmt. Das Bohrloch V bei Seebad Rüdersdorf ist in dem unteren Geschiebemergel, der dort unter den Sanden und Kiesen zu Tage ausstreicht, 1 m über dem Spiegel des Kalksees, also etwa 36 m über der Ostsee, angesetzt worden und hat daher nur zwei Geschiebemergel mit der dazwischen lagernden Paludinenschicht durchsunken.

Die Schichten des Tiefbohrloches III auf Blatt Rüdersdorf, dessen Ansatzpunkt 60,5 m über der Ostsee liegt, sind zuerst durch v. Fritsch und sodann von E. Zimmermann untersucht und bestimmt worden. Letzterer hat sich v. Fritsch in der Auffassung der diluvialen Schichten insofern angeschlossen, als er die beiden hangendsten Geschiebemergel von 5—22,5 m und von 27,5—35 m mit einer eingeschalteten Schicht von groben und feinen Sanden zum Unterdiluvium stellte. Aus meiner Kartenaufnahme geht jedoch hervor, daß der hangendste 5 m mächtige Sand, der hier teils als oberer Sand, teils als Abschlämmasse zu deuten ist, da die Bohrung am Rande einer flachen Rinne angesetzt wurde, den darunter liegenden oberen Geschiebemergel überlagert. Dieser ist in der Tiefbohrung durch 5 m Sand von der unteren Geschiebemergelbank getrennt. Es lassen sich demnach auch im Bohrprofil III sehr gut zwei Geschiebemergel im Hangenden der Paludinenbank von einander abtrennen, wie sie schon längst durch die Kartierung für das Rüdersdorfer Gebiet nachgewiesen worden sind. Herr Menzel befindet sich daher in einem schwer verständlichen Irrtum, wenn er für Blatt Rüdersdorf einen oberen Geschiebemergel erst feststellen zu müssen glaubt (S. 186), was die Meinung erwecken muß, als ob ich den oberflächlich auftretenden Geschiebemergel als „unteren“ kartiert hätte. Ein Blick auf die Karte hätte ihn aber überzeugen können, daß der obere Geschiebemergel auf dem Rüdersdorfer Diluvialplateau in mehreren größeren Partien auftritt, während der untere (im Hangenden der Paludinenbank auftretende) unmittelbar am Ufer des Kalksees aufgeschlossen ist. Die Ausführungen Keilhacks über den „unteren“ Geschiebemergel des Havellandes, auf die sich Menzel beruft und mit denen auch ich im wesentlichen übereinstimme, sind in keiner Weise auf Blatt Rüdersdorf anwendbar, denn sie betreffen ein morphologisch durchaus verschiedenes, durch Talniederungen in zahlreiche kleine Diluvialinseln zerlegtes Gebiet. Die obersten Diluvialschichten der Bohrung III sind nunmehr in Übereinstimmung mit der geologischen Karte zu bestimmen, wodurch sich das folgende Profil ergibt:

0—5	m	Teils oberer Sand, teils Abschlämmasse.
5—22,5	„	Oberer Geschiebemergel.
22,5—27,5	„	Unterer Sand.
27,5—35	„	Unterer Geschiebemergel.
35—65,37	„	Unterer Sand.
65,37—75,5	„	Tonmergel.
75,5—81	„	Paludinenbank.

81—99,16 m	Unterer Sand.
99,16—136 „	Bänderton.
136—178,5 „	Unterer Geschiebemergel, z. T. Lokalmoräne, mit Einlagerung von Sand und Ton.

Die große Mächtigkeit des Oberdiluviums, die jetzt für gewisse Gebiete teils nachgewiesen ist, teils angenommen wird, soll neuerdings auch für die Berliner Gegend ohne weiteres Geltung haben. So bekämpft auch Gagel[1]) die seiner Meinung nach nicht auszurottende Behauptung von der geringen Mächtigkeit des oberen Diluviums. Ich gebe ihm zu, daß früher vielfach mehr oder weniger ausgedehnte linsenartige Sandeinlagerungen im Geschiebemergel der Berliner Gegend irrtümlich zur Abtrennung eines oberen und unteren Mergels benutzt worden sind, wobei auch nach Berendts Vorgang geringe Niveauunterschiede eine Rolle gespielt haben, es wäre aber sicher falsch, auf Grund solcher Feststellungen die bisherige Gliederung des Berliner Diluviums als wertlos zu verwerfen. Diese Gliederung ist allerdings in ihren Grundzügen noch unter der herrschenden Drifttheorie entstanden, aber auch aus grundlegenden Beobachtungen im Felde, und es spricht für deren Wert, daß die lediglich stratigraphische Gliederung sich den genetischen Folgerungen der schnell vordringenden Glazialtheorie so gut anpassen konnte. Insbesondere haben wir die unteren Diluvialsande, die den oberen Geschiebemergel unmittelbar unterlagern und sich auf den geologischen Karten durch die graue Farbe scharf von ihm abheben, schon seit etwa 20 Jahren in ihrem oberen Teile als Vorschüttungssande der letzten Vereisung[2]) aufgefaßt und dadurch genetisch zum Oberdiluvium gestellt, was jetzt vielfach übersehen wird. Daß die Diluvialschichten große Schwankungen in ihrer Mächtigkeit aufweisen, liegt in ihrer eigentümlichen Ablagerungsart begründet und erschwert natürlich ihre Gliederung ganz bedeutend. Aber nicht nur das Berliner Gebiet, sondern auch das südwestliche Holstein zeigt in wichtigen Aufschlüssen eine nur geringe Mächtigkeit der oberen Moräne, wie die schon erwähnten neueren Untersuchungen Schröders und Stollers in dem Elmshorn unmittelbar benachbarten Ge-

[1]) Einige Bemerkungen über die obere Grundmoräne in Lauenburg. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1903. Berlin 1904 S. 480.

[2]) Wahnschaffe: Die Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg mit besonderer Berücksichtigung der Börde. Abhandlungen zur geol. Spezialkarte von Preußen etc. Bd. VII. Heft 1. 1885. S. 103. — Keilhack, Jahrbuch Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1884, Berlin 1885. S. 238. — Auch die späteren Gliederungen von Keilhack, Berendt und Wahnschaffe haben dies deutlich zum Ausdruck gebracht.

biet von Uetersen-Schulau, sowie W. Wolffs auf Blatt Bergstedt nördlich von Hamburg gezeigt haben. Die dortigen Interglazialbildungen sind nur von wenigen Metern Geschiebemergel oder Geschiebesand, die z. T. in einander übergehen, überlagert. Ferner will ich darauf hinweisen, daß nach den Aufnahmen von Monke[1]) auf den Blättern Bevensen und Ebstorf in Hannover der Süßwasserkalk von Westerweyhe von 10 m Sand und einer Geschiebesanddecke mit metergroßen Geschieben überlagert ist. Im Liegenden des Süßwasserkalkes ist dagegen unter Sanden und Kiesen ein 48 m mächtiger unterer Geschiebemergel erbohrt worden.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich noch einige Bemerkungen von F. Wiegers[2]) richtig stellen, die er über meine Auffassung des Oberdiluviums in dieser Zeitschrift gemacht hat. Bei der Untersuchung der Quartärbildungen der Umgegend von Magdeburg mit besonderer Berücksichtigung der Börde bin ich nicht von der Behauptung Klockmanns[3]) beeinflußt worden, daß der obere Geschiebemergel die Elbe nicht überschritten hätte, sondern ich habe im Gegenteil (S. 70) darauf hingewiesen, daß die von ihm nach den vorhandenen Literaturnachrichten gezogene Grenzlinie des oberen Mergels, welche westlich der Oder bis zur Nordsee durch die große Niederung des Baruther und unteren Elbtales gebildet werden sollte, nach meiner Auffassung keineswegs auch „nur angenähert“ mit der Südgrenze der jüngsten Vereisung Norddeutschlands zusammenfiele, weil dabei die Gleichwertigkeit des oberen Geschiebesandes mit dem oberen Geschiebemergel zu sehr außer acht gelassen wäre. Zwei Jahre später habe ich in bezug auf den Geschiebemergel der Altmark[4]) ausgeführt: „Die über dem roten Geschiebemergel bei Havelberg und der entsprechenden Bildung der Altmark vorkommenden geschichteten Sande und Tone bieten nach meiner Ansicht an sich keine zwingende Notwendigkeit dar für ihre Zurechnung zum Unterdiluvium, welche durch Berendt, Klockmann und Scholz vertreten wird. Die Entstehung derartiger geschichteter Absätze über dem oberen Geschiebemergel während der Abschmelzperiode der zweiten Vereisung ist keineswegs undenkbar. Dazu kommt noch, daß der

[1]) Zweimalige Vereisung und Interglazial südlich der Elbe. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1902, Berlin 1905. S. 626.

[2]) Diese Zeitschr. 1905. Monatsberichte Nr. 2. S. *81*.

[3]) Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lösses in Norddeutschland. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A f. 1883, Berlin 1884.

[4]) Bemerkungen zu dem Funde eines Geschiebes mit *Pentamerus borealis* bei Havelberg. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. f. 1887, Berlin 1888. S. 146.

rote Geschiebemergel der Altmark ebenso wie der obere der Mark eine ausgedehnte Verbreitung an der Oberfläche besitzt und in zusammenhängender Decke große Flächen beispielsweise von den Blättern Bismark, Schinne, Lüderitz und z. T. auch von Klinke bedeckt, während ein blaugrauer durch die Kartierung unterschiedener Geschiebemergel in tieferem Niveau darunter sich befindet."

Allerdings habe ich in meiner Bördearbeit (S. 64) nur die Steinsohle des Löß als den letzten Rest des oberen Geschiebemergels betrachtet, habe jedoch 1888 neue ergänzende Beobachtungen veröffentlicht und eine Zusammenstellung wichtiger Quartärprofile aus der Magdeburger Börde[1]) gegeben, in welcher zwei Geschiebemergel nachgewiesen sind. Diesen Nachtrag scheint Herr Dr. Wiegers nicht zu kennen. Ich muß besonders an der Bedeutung des Profils der Grube „Eintracht" bei Üllnitz für die Annahme eines Interglazials in der Magdeburger Gegend festhalten, weil der damalige Aufschluß zeigte, daß hier zwei deutlich entwickelte, in ihrer petrographischen Zusammensetzung völlig verschiedene Grundmoränen durch eine Tonbank mit oberer Verwitterungsschicht von einander getrennt wurden.[1]) Auch bei Frose und Nachterstedt glaube ich zwei Grundmoränen nachgewiesen zu haben, die durch 10 m mächtige interglaziale, weil vorwiegend Hercynmaterial führende Schotter getrennt werden.[2])

Was die blockreichen Geschiebesande der Altmark und Lüneburger Heide betrifft, so habe ich in ihnen von jeher die Vertreter der oberen Grundmoräne gesehen. Nach F. Wiegers[3]) ist man aber angeblich seit einigen Jahren zu der Erkenntnis gekommen, daß der Geschiebedecksand lediglich ein „letztes Abschmelzprodukt" desselben Eises ist, dem auch die geschichteten Sande entstammen. Wie die vermutlich einheitlich gedachte Ablagerung dieser beiden einander oft diskordant begrenzenden

[1]) Neue Beobachtungen über die Quartärbildungen der Magdeburger Börde. Diese Zeitschr. 1888. S. 262—73.

[2]) Diese meine Auffassung des Bördeprofils habe ich auch in der Sitzung der Gesellschaft für Anthropologie am 19. März 1904 zum Ausdruck gebracht und habe am 28. März auf dem Ausflug nach Biere unter Führung Dr. Hahnes nichts davon zurückgenommen, wenn ich auch die Sande und Grande bei Biere zwischen dem unteren Geschiebemergel und dem Bördelöß mit Steinsohle vorläufig nur als „glazial" zu bezeichnen vermochte.

[3]) Diese Zeitschr. 1905. Monatsberichte. No. 12. S. *493*. — Die sich daran anschließende Bemerkung, daß die Bohrung III bei Rüdersdorf nach der Karte auf solchem „Oberen über Unterem Sande" angesetzt sei, beruht auf einem Irrtum. Damit erledigen sich auch die daran geknüpften Schlußfolgerungen von F. Wiegers.

Schichten vor sich gegangen sein soll, wird freilich nicht weiter auseinandergesetzt. Auch nach meiner Auffassung sind die liegenden geschichteten Sande zum großen Teil Vorschüttungssande und entstammen daher samt den ihnen eingelagerten feineren Schlämmprodukten, den Mergelsanden und Tonen, demselben Eise wie der sie bedeckende Geschiebesand.

Daß aber die typisch entwickelten Geschiebesande der Altmark ein Äquivalent des oberen Geschiebemergels sind, habe ich schon 1882 an den Fayencemergelgruben von Lupitz[1]) am Westrande der Clötzer Forst gezeigt. Hier fand sich unter dem Geschiebesand eine kleine, direkt auf dem Fayencemergel liegende Lehmscholle, während der Geschiebelehm an anderen Stellen noch völlig erhalten war und in weiterer Fortsetzung allmählich in den Geschiebesand überging. Außerdem bewiesen die glazialen Schichtenstörungen, daß der die steil aufgepreßten Bänke des geschichteten Diluvialsandes und Fayencemergels diskordant abschneidende Geschiebesand als eine ausgewaschene Grundmoräne aufzufassen war.

Am Schluß des eingangs erwähnten Aufsatzes glaubt Herr Menzel mit allem Nachdruck auf die Unhaltbarkeit der Annahme von drei Vereisungen nochmals hinweisen zu müssen und bezeichnet die bisherige Gliederung der Glaziale und Interglaziale im norddeutschen Flachlande als „ein schier unentwirrbares Chaos". Demgegenüber möchte ich bemerken, daß bei der Klassifizierung der interglazialen Ablagerungen Norddeutschlands im einzelnen allerdings mannigfache Irrtümer und Mißgriffe vorgekommen sind und daß selbstverständlich auf diesem Gebiete die wissenschaftliche Forschung mit immer neuen Funden und Ergebnissen zu rechnen haben wird. Andererseits sollte aber auch nicht verkannt werden, daß sich bei uns die Lehre von der Interglazialzeit im großen und ganzen in enger Fühlung mit der fortschreitenden Glazialforschung entwickelt hat.

Als Torell im Jahre 1875 die Inlandeistheorie in Norddeutschland einführte, wurde zuerst die Eiszeit als eine einheitliche Periode mit mehr oder weniger ausgedehnten Oszillationen des Inlandeises angesehen. Die geologischen Kartenaufnahmen in der Berliner Gegend wiesen die Schichten mit der Rixdorfer Säugetierfauna als einen durchgehenden Horizont zwischen zwei Grundmoränen nach, sodaß naturgemäß zwei Vereisungen angenommen werden mußten, wofür besonders auch Dames eintrat. Zahlreiche neuere Funde von interglazialen Ablagerungen

[1]) F. Wahnschaffe: Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Diese Zeitschr. 1882, S. 588—93.

führten dazu, diese Ansicht immer mehr zu bestätigen. Seitdem aber unter dem unteren Geschiebemergel der Mark Brandenburg im Liegenden der Paludinenbank ein dritter Geschiebemergel nachgewiesen worden ist, scheint mir folgerichtig die Annahme von drei Vereisungen unabweisbar zu sein.

Monatsberichte
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

No. 6. **1906.**

6. Protokoll der Juni-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 6. Juni 1906.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der Mai-Situng wurde verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende widmete zunächst dem früh verstorbenen Mitgliede der Gesellschaft Herrn Prof. Dr. Schellwien warme Worte des Andenkens.

Die Anwesenden erhoben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Sitzen.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Berghauptmann a. D. Vogel, Köln (Schaaffhausenscher Bankverein),
vorgeschlagen durch die Herren Beyschlag, Wahnschaffe und Bornhardt;

Herr M. Billa, Bombay,
vorgeschlagen durch die Herren Rosenbusch, Thürach und Schalch;

Herr Ingenieur Oscar Widenmeyer, Nordhausen,
vorgeschlagen durch die Herren Zimmermann, Hoyer und Sauer.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren bezw. dem Verleger als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

Duparc, L.: L'âge du granit alpin. Genève 1906. Aus: Archives des Sciences physiques et naturelles (4) **21**. 1906.

— et Hornung, Th.: Sur une nouvelle théorie de l'ouralitisation. (1904.) 4°.

— et Pearce, F.: Communication préliminaire sur les résultats de l'expédition géologique faite en 1905 dans le bassin supérieur de la Wichera. Genève 1905. Aus: Archives des Sciences physiques et naturelles (4) **21**. 1906.

— et —: Sur l'existence de hautes terrasses dans l'Oural du nord. (1905.) 4°.

Duparc et Pearce: Sur la garéwaïte, une nouvelle roche filonienne basique de l'Oural du nord. (1904.) 4°.
— et —: Sur la gladkaïte, nouvelle roche filonienne dans la dunite. (1905.) 4°.
— et —: Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du nord. Paris 1905. Aus: La géographie 1905.
— et —: Über die Auslöschungswinkel der Flächen einer Zone. Leipzig 1906. Aus: Zs. Krystallogr. **42**, 1.
Etzold, Franz: 6. Bericht der Erdbebenstation Leipzig. Aus: Ber. Ges. Wiss. Leipzig, mathem.-phys. Klasse 58. 1906.
Gugenhan, Max: Die Vergletscherung der Erde von Pol zu Pol. Berlin 1906. (Geschenk der Verlagsbuchhandlung R. Friedländer & Sohn.)
Merrill, George P.: Contributions to the history of american geology. Washington 1906. Aus: Report of the United States National Museum for 1904.
Pearce, F.: Über die optischen Erscheinungen der Krystalle im convergenten polarisierten Lichte. Leipzig 1905. Aus: Zs. Krystallogr. **41**, 2.
Tiessen, E.: Die Schriften von Ferd. Freiherr v. Richthofen. Leipzig 1906. Aus: Männer der Wissenschaft 4.

Herr Keilhack legte die ersten 20 Blätter einer neuen topographischen Karte von Island (1 : 50 000) vor und erläuterte den Zusammenhang des dargestellten Oberflächenbildes mit dem geologischen Bau.

Die vorliegenden Blätter umfassen das Küstengebiet des südöstlichen Teiles der Insel, etwa von der Mündung des Fulilaekr bis zum Beginn der Fjordlandschaft der Ostküste am Vestur Horn; sie überdecken somit, wenn sie auch nirgends weiter als 50 km in das Innere des Landes hineinreichen, dennoch eines der unbekanntesten Gebiete der großen Insel und zugleich infolge der gewaltigen Entwicklung des Inlandeises und der von ihm ausgehenden Gletscher und Gletscherströme eines der unzugänglichsten.

Die Karte ist in drei Farben gedruckt: mit blauer Farbe sind Inlandeis, Gletscher, Flüsse und Inundationsgebiete dargestellt; mit grüner Farbe die mit Vegetation bedeckten Teile des Landes; farblos geblieben sind die vegetationslosen Flächen.

Das Terrain ist dargestellt durch Schichtlinien von 20 zu 20 m, die im Eis- und Schneegebiet blau, in den übrigen Teilen braun gehalten sind.

Die Karte enthält neben der dankbarst zu begrüßenden topographischen Orientierung eine Fülle von Material, welches für den Geologen wie für den Geographen von gleicher Wichtigkeit ist. So tritt in ganz ausgezeichneter Weise der Unterschied hervor zwischen der aus Basalt aufgebauten Landschaft im östlichen Teile des Vatna Jökull einerseits und den aus Vulkanen und glazialen Diluvialbildungen zusammengesetzten westlichen Teilen des dargestellten Gebietes. In dem Basaltdeckengebiet kann

man die steilen Abstürze der einzelnen Basaltdecken verfolgen, ja man kann sogar aus der Senkung dieser Klippenreihen landeinwärts die Neigung der Basaltdecken von der Küste zum Lande hin ablesen. Das vulkanisch-glaziale Westgebiet dagegen ist ausgezeichnet durch das Auftreten ungeheurer, Hunderte von Metern tief eingeschnittener, klammartiger Täler, die durch die kolossale Niveaudifferenz zwischen den Gletscherenden und dem nahen Meere sowie durch verhältnismäßige Weichheit des Gesteins bedingt sind.

Die Lavaströme, von denen ein Teil des Nyjaeldhraun, jenes riesenhaften, 1783 entquollenen Lavastroms im Oberlauf des Skaptár Jökull zur Darstellung gelangt ist, werden unterschieden als Blocklava und Fladenlava. Außerdem kann man die älteren und neueren Ströme unterscheiden, indem bei jenen glattere Oberflächenformen und aufgewehte Flugsandmassen sowie beginnende Vegetation das höhere Alter verraten.

Sehr interessant sind die Wasserverhältnisse im Gebiet der Lavaströme. Man sieht, wie zahlreiche Flüsse sich bald auf der Oberfläche der Lava bewegen, bald in ihr versinken, um später wieder aufzutauchen. Überall am Rande der Lavaströme sieht man große Wassermassen hervorbrechen, die unter den durchlässigen Strömen ihren Weg genommen haben. Moderne Vulkane sind leider im Kartenbild nicht vertreten, und man wird gespannt sein dürfen, in welcher Art die berühmten Kraterreihen sowie die Lavadome vom Hawaiitypus sich im Kartenbilde zeigen werden.

Den Glanzpunkt des Kartenwerks bildet die Darstellung des Inlandeises der Gletscher und ihrer Sedimente. Das 150 Quadratmeilen große Inlandeisfeld des Vatna Jökull kommt zur Darstellung bis etwa 35 km von seinem Rande. In das Kartenblatt entfällt seine höchste, dem Südrand nahe gelegene Erhebung mit 2041 m, also 100 m höher, als man bisher angenommen hatte. Die Darstellung der Oberfläche des Inlandeises durch Isohypsen von 20 zu 20 m ist die erste, die man für ein größeres Gebiet bis heute überhaupt zu sehen bekommen hat; sie ermöglicht eine Ablesung des Böschungswinkels der Oberfläche in allen seinen Teilen.

Aus dem Inlandeis heraus erheben sich zahlreiche Nunatakker, an welche sich Oberflächen-Moränenstreifen anschließen, die bis zu 25 km Länge besitzen. An andern Stellen deuten ungeheure Steilbrüche im Eise von einer Höhe bis zu 80 m an, daß der Felsuntergrund gleichfalls enorme Bewegungen macht.

Aus der Inlandeisdecke lösen sich die gewaltigen Schreitgletscher ab, von denen die 15—20 km breiten Gletscher Skeidarár-Jökull und Breidamerkur-Jökull sich in unserem Karten-

bild finden. Auch bei ihnen läßt sich das Gefälle aus den Höhenlinien ermitteln. Man sieht die Stellen stärkeren Gefällebruchs in Gestalt von mächtigen Spaltensystemen. Man überblickt die Entstehung der Mittelmoränen; man sieht, wie diese zum Teil nicht an aus dem Eise herausragende Felsmassen sich anlehnen, sondern an solche, die unter der Oberfläche des Eises liegen und deren Schuttmaterial infolge von Wirbelbewegung desselben an die Oberfläche gelangt. Man kann weiterhin die Stirnmoränen und ihre Höhen auf das schönste erkennen sowie die jungen und die alten, bedeutend mächtigeren und höher hinaufreichenden Seitenmoränen verfolgen.

Zwischen dem Fuße der Gletscher und der Meeresküste liegt die gewaltige Aufschüttung der Sandr. Zum erstenmal sieht man diese Bildungen, nach denen der Name in die europäische Glazialterminologie eingeführt ist, in einem gewaltigen, wundervoll instruktiven Kartenbild dargestellt. Vom Meeresspiegel aus erheben sie sich bis zum Rande der Gletscher auf 100—200 m. Das Gefälle ist in den verschiedenen Teilen der Sandr auffällig verschieden und schwankt zwischen 1 : 40 und 1 : 430. Dadurch, daß in der Kartendarstellung ein Unterschied gemacht ist zwischen Sand, Kies, Gerölle und großen Steinen, kann man erkennen, wie die Korngröße der Bestandteile des Sandr vom Rande der Gletscher her nach der Küste hin allmählich abnimmt und wie in der Nähe der letzteren nur noch die feineren Materialien abgesetzt werden. Diese haben dann zur Bildung von Flugsandanhäufungen Veranlassung gegeben.

Nicht weniger bemerkenswert als das Wasserregime der Lavaströme ist dasjenige dieser Sandrflächen. Es entspringen merkwürdig wenig große Wasserläufe dem Fuße der riesenhaften Gletscher, die aus dem Vatna Jökull sich bis auf wenige hundert Meter an das Meer heran vorschieben; wohl aber sieht man, daß in einem gewissen Abstand vom Gletscher aus der Sandfläche mächtige Wassermassen hervorbrechen. Es liegt hier offenbar der Fall vor, daß ein großer Teil der Schmelzwassermassen in den außerordentlich durchlässigen und aufnahmefähigen, grobkörnigen Sedimenten in der Nähe des Gletschers und unter demselben versinkt und weiter unterhalb als riesiger Grundwasserstrom, zum Teil wohl veranlaßt durch zunehmende Feinkörnigkeit und Undurchlässigkeit der Sedimente, wieder zutage tritt. Hier müssen ähnliche Verhältnisse obwalten wie am Nordrand des großen Niederterrassen-Schottergebiets der oberbayerischen Hochebene, wo ebenfalls ein ungeheurer Grundwasserstrom zutage tritt, durch welchen die „Moose“ jenes Gebiets erklärt werden.

Die durch Grundwasserströme überschwemmten Sandrgebiete nehmen besonders vor dem Skeidarár-Jökull eine enorme Fläche ein und vereinigen sich schließlich zu ungeheuren Wasserflächen, die mit dem Meere durch die Öffnungen einer langgestreckten, nehrungsartigen Sandwelle hindurch in Verbindung stehen. Man sieht gleichsam ein plastisches Bild der Entstehung und Weiterbildung der Küste und versteht den außerordentlich geradlinigen Verlauf dieses Teiles derselben, der so in einem bemerkenswerten Gegensatz zu der zerrissenen Fjordküste der übrigen Seiten der Insel steht.

Durch den Beginn dieses meisterhaften Kartenwerkes hat sich der dänische Generalstab ein ungeheures Verdienst um die Wissenschaft erworben. In dem ganzen bis jetzt auf 20 Blättern dargestellten Gelände wohnen nur wenige hundert Menschen. Ein praktischer Wert wohnt also diesem Werke nur in verschwindendem Maße inne. Um so höher aber ist sein Wert für alle Zweige der Wissenschaft, und man kann diesen Atlas als eine wissenschaftliche Großtat Dänemarks bezeichnen.

Herr Jaekel sprach: Über die Morphologie verschiedener Familien der Crinoiden, namentlich neuer Funde von Eugeniacrinoiden, und sodann über die Histologie der Zahnbildungen.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
Beyschlag.	Rauff.	Philippi.

Briefliche Mitteilungen.

8) Wie sichert man Markasitammoniten am besten vor der Zersetzung?

Von Herrn E. Mascke in Göttingen.

Göttingen, 23. Juni 1906.

Von allen Seiten wird es mit Bedauern empfunden, daß sich manche Schwefelkiesammoniten so schlecht halten, daß sie oft in kurzer Zeit „ausblühen“ und zerfallen. Gar manches unersetzliche Original geht auf diese Weise verloren, ohne daß es gerettet wird. Und doch gibt es ein einfaches Mittel, um Schwefelkiesammoniten dauernd haltbar zu machen.

Die Zersetzung des Schwefelkieses ist eine Folge der Aufnahme von Wasser und Sauerstoff aus der Luft unter Bildung von freier Schwefelsäure. Hieraufhin behandele man die Ammoniten wie folgt:

Die Ammoniten werden nach dem Sammeln „notdürftig“ von dem anhaftenden Ton befreit und so weit erforderlich präpariert. Dann bringe man sie in heiße Natron- oder Kalilauge und lasse sie einige Stunden oder über Nacht stehen. Hier wird ein Teil des Tones aufgelöst und eventuell schon vorhandene freie Schwefelsäure neutralisiert. Schwefelkies und Kalk werden nicht angegriffen; jede Spur der Schale bleibt erhalten. Der im Ton vorhandene Kalk setzt sich als dünner Überzug auf die Ammoniten, so daß sie nach dem Trocknen weiß und unansehnlich aussehen. Will man diesen Überzug entfernen, so bringe man die Ammoniten unbesorgt in verdünnte Salzsäure; die im Ammoniten zurückgebliebene Lauge verhütet eine schädliche Einwirkung. Nun wasche man sie sauber ab. Sind die Ammoniten einigermaßen getrocknet, so bringe man sie zur inneren Austrocknung in 96 % Weingeist und lasse sie längere Zeit stehen. Alsdann lege man sie mehrere Stunden in verdünnte Schellacklösung (Petersburger Politurlack, Schellack in Spiritus gelöst). Zum Schlusse überziehe man sie äußerlich 3—4 mal mit etwas stärkerer Schellacklösung. Will man verhüten, daß die Ammoniten glänzend werden, so genügt es, sie kurze Zeit nach dem letzten Überziehen (3—4 Minuten) mit einem Tuche abzutupfen oder sie zwischen den Fingern zu reiben.

Durch den Schellack werden alle Poren des Schwefelkieses verstopft und die Ammoniten luft- und wasserdicht abgeschlossen. Eine weitere Zersetzung ist also ausgeschlossen.

9) Einteilung und Benennung der Schlammablagerungen.

Von Herrn E. Ramann in München.

München, 15. August 1906.

In neuerer Zeit hat sich das Interesse lebhafter den Schlammablagerungen zugewendet und sind Versuche der Einteilung und Neubenennung gemacht worden. Namentlich suchten C. Weber[1]) die Bezeichnung „Mudde“, „Muddebildungen“ und Potonié[2]) „Faulschlamm“ (Sapropel) einzuführen.

Bereits früher[3]) habe ich diese Ablagerungen als „Schlammbildungen“ zusammengefaßt. Der Ausdruck „Schlamm“ ist bezeichnend, da er die sehr feinkörnige, weiche Beschaffenheit der Ablagerungen hervorhebt; in ähnlicher Weise wie Sand, Grand, die zusammenhanglose, feinkörnige bis grobkörnige Beschaffenheit zum Ausdruck bringt. Zudem besteht die Bezeichnung „Schlammbildungen“ einmal, sie findet sich mehr oder weniger modifiziert in allen Sprachen und es liegt kein Grund vor, vorhandene verständliche und bezeichnende Ausdrücke durch andere zu ersetzen. Wohl aber ist es erwünscht, einzelne kenntliche Formen mit bestimmten Namen zu belegen, wie dies für den „Teichschlamm“ bereits mit dem schwedischen Gyttja (meist in der norwegischen Form Gytje) geschehen ist.

Viel Verwirrung hat verursacht, daß die Schlammablagerungen meist gleichzeitig mit humosen Ablagerungen bearbeitet worden sind; hierdurch ist der Irrtum entstanden als ob sie zu diesen gehörten; eine Auffassung, die nur in sofern Berechtigung hat als humose Stoffe einer größeren Anzahl der Schlammbildungen beigemischt sind und als selbständige Form des Schlammes vorkommen.

Eine wissenschaftlichen Anforderungen entsprechende Einteilung nicht organisierter Naturkörper muß sich auf den Bildungsvorgang stützen, die Zusammensetzung berücksichtigen, alle bekannten Formen umfassen und die Einordnung neu hinzukommender gestatten. Einteilungen, welche diesen Anforderungen nicht entsprechen, sind entweder ein Zeichen, daß die Wissenschaft in der Erkenntnis noch nicht genügend fortgeschritten ist oder sie sind grundsätzlich zu verwerfen. Nur für praktische Zwecke ist es zulässig, von diesen Grundsätzen abzuweichen. Der Landwirt z. B. kann von Roggen-, Weizen- u. s. w. Boden sprechen,

---

[1]) Hochmoor von Augstumal S. 228.

[2]) Klassifikation u. Terminologie der rezenten Humus- u. Sapropelgesteine. 1906.

[3]) N. Jahrb. f. Min., B.-Bd. X.

bei einer wissenschaftlichen Behandlung der Bodenarten sind aber derartige Unterschiede nicht brauchbar, sofern nicht zugleich damit charakteristische Eigentümlichkeiten zum Ausdruck gebracht werden.

Betrachtet man nach diesen Forderungen die Schlammbildungen, so umfassen sie sehr feinkörnige, bei der Neubildung weiche (schlammige), unter Wasser abgelagerte Massen.

Die Schlammbildungen zeigen wesentliche Unterschiede, je nachdem sie unter Süßwasser oder Salzwasser abgelagert werden. Die Schlammablagerungen setzen sich zusammen aus:

1. Durch bewegtes Wasser oder Wind zugeführtes anorganisches oder organisches Material: Ton, Mineralstaub, Pollenkörner, Pflanzenresten, Sand.

a) Durch fließendes Wasser werden namentlich zugeführt: Sand, Mineralstaub, Ton, Pflanzenreste aller Art.

b) Durch Wellenschlag werden zertrümmert und zur Umlagerung gebracht: Sand, Ton, Torf, abgestorbene Organismen. Namentlich Torf kann hierdurch in Seen und Flüssen in reichlicher Menge und feinster Zerkleinerung dem Schlamm beigemischt werden.

c) Durch Wind werden Mineralstaub, Pollenkörner, vereinzelt Sandkörner zugeführt.

2. Chemische Ausfällungen: Kalkkarbonat, Eisenverbindungen (Eisenoxydhydrat, phosphorsaures und kieselsaures Eisen, Schwefeleisen). Wahrscheinlich schließen sich hier humose Stoffe an, die aus Schwarzwässern (durch gelöste oder doch kolloidal aufgequollene organische Stoffe dunkel gefärbtes Wasser) ausgeschieden werden. Die Ausfällungen erfolgen ganz überwiegend durch die Lebenstätigkeit von Organismen.

3. Reste von Tieren und Pflanzen, die entweder an Ort und Stelle gelebt haben oder schwimmenden Organismen (Plankton) entstammen. Hierher gehören: Tier- und Pflanzenreste aller Art, namentlich Algen, Diatomeen, abgebissene Bruchstücke höherer Pflanzen, Chitinschalen von Insekten und Krustaceen, ganze und zerkleinerte Schneckenschalen, Spongiennadeln, Radiolarien u. s. w.

4. Tierkot. Der Kot der im Wasser lebenden Tiere (Fische, Schnecken, Krustaceen u. s. w.) bildet in vielen Schlammarten einen wichtigen, selbst vorherrschenden Bestandteil.

Alle diese Massen werden von Pflanzen durchwachsen und von Tieren durchfressen und durchwühlt und erhalten hierdurch erst ihre charakteristische Beschaffenheit. Die Mitwirkung der Organismen

bei den Schlammbildungen ist für sie bezeichnend und läßt die verschiedenen Formen als Fazies einer zusammengehörigen Reihe erscheinen.

Es ist ein Verdienst von Potonié darauf hingewiesen zu haben, daß die organischen Reste des Schlammes reich an Fettstoffen sind und daß hierin Unterschiede von den meisten humosen Stoffen begründet sind. Namentlich unter Salzwasser, zumal konzentrierten Lösungen, treten Umsetzungen ein, welche zur Ablagerung von Stoffen führen, die man bisher als „Bitumen" bezeichnet hat und deren Entstehung erst kürzlich Hornung[1]) unserem Verständnis näher gebracht hat. Immerhin ist es aber nicht unbedenklich, hieraus für die unter Süßwasser und auf dem Trocknen gebildeten organogenen Ablagerungen grundsätzliche Unterschiede abzuleiten. Einmal sind vielfach in den Schlammablagerungen typische, aus kohlehydratreichen Pflanzen gebildete Humusstoffe vorhanden, in der Mudde bilden sie die Hauptmenge der Ablagerung; und andererseits finden sich echte Humusformen mit reichem Gehalte an Fetten und Harzen[2]). Es ist daher fraglich, ob es zur Zeit notwendig ist, zwischen den humosen Stoffen, welche aus fettarmen und fettreichen Resten hervorgegangen sind, einen grundsätzlichen Unterschied festzuhalten. Die Unterschiede der humosen Ablagerungen auf dem Trocknen und unter Wasser sind z. T. gering, und wo sie größer werden, erklären sie sich durch den wechselnden Anteil, welchen das Tierleben an ihnen hat.

Einteilung der Schlammablagerungen.

Die einzelnen Formen der Schlammablagerungen zeigen vielfach Übergänge unter einander; jedoch nicht in so hohem Grade, daß es nicht möglich wäre die Einzelvorkommen einzuordnen und mit bestimmten Namen zu belegen. Übergänge zu andern Bildungen finden sich namentlich zum Torf, dem immer wechselnde Mengen von Schlammbestandteilen beigemischt sind, ferner kann die Menge des in sehr vielen Schlammarten vorkommenden akzessorischen Tones und Sandes so zunehmen, daß gemischte Ablagerungen entstehen.

Für die Benennung der einzelnen Schlammformen schließt man sich wohl am richtigsten dem bestehenden Brauche an, der mit wenigen Abweichungen den berechtigten Anforderungen genügt. Es wird vorgeschlagen, alle Schlammarten des Salzwassers als Schlick, alle des Süßwassers als Schlamm zu bezeichnen, soweit nicht bereits selbständige

[1]) Diese Zeitschr. 1905, S. *534*.
[2]) C. Grebe. Zeitschr. f. Forst u. Jagdw. XIX, S. 157.

Bezeichnungen vorhanden sind. Eine weitere Unterscheidung nach dem mehr oder weniger weichen, gallertartigen Zustand der Schlammformen, die überwiegend durch Vorherrschen chemisch ausgefällter Humusstoffe, durch Bakterien zersetzten Tierkotes und nach Potonié zersetzter Algenreste hervorgerufen wird (Sapropel und Saprocoll Potonié), scheint nicht notwendig. Eine solche Unterscheidung würde etwa der Einteilung der Torfarten in reifen (stark zersetzten) und unreifen (mit vorherrschend erhaltener Pflanzenstruktur) entsprechen.

In der folgenden Übersicht ist eine weitere Charakterisierung der einzelnen Formen, soweit dies nicht zum Verständnis notwendig erschien, nicht erfolgt, namentlich dann nicht, wenn wie bei den Tiefseeablagerungen Zweifel nicht bestehen können.

I. Schlammablagerungen des Salzwassers: Schlick.

a) Die Ablagerungen der Tiefsee.[1])

1. Roter Tiefsee-Schlick (bisher Roter Ton).
2. Radiolarien-Schlick.
3. Diatomeen-Schlick.
4. Globigerinen-Schlick.
5. Pteropoden-Schlick.
6. Biloculinen-Schlick.
7. Laterit-Schlick (bisher Rotschlamm; gehört z. T. zu b).
8. Schlick des schwarzen Meeres.[2])

b. Ablagerungen der Flachsee und der Küste.

1. Blau-Schlick (bisher Blauschlamm).
2. Grün-Schlick (bisher Grünschlamm).
3. Watten-Schlick. Die Schlickablagerungen der Nordseeküste, wesentlich durch die Arbeit von Krustaceen (Corophium-Arten) vermittelt (C. Wesenberg-Lund).[3])
4. See-Schlick. Ablagerung oft mehr oder weniger brackischer Meerbusen und der Ästuarien.

   Die einfach Schwefeleisen führende Abart (Mündungsgebiet norddeutscher Flüsse[4]) Schlick der südrussischen Haffe, bei Estland[5]), bezeichnet man als Pulvererde.

---

[1]) Vgl. Walther: Einleitg. in d. Geologie S. 963. — Murray. Geograph. Journ. IX, S. 691 (1902).

[2]) John Murray. Scott. geogr. Mag. XVI, S. 673.

[3]) Umformungen des Erdbodens. Prometheus XVI, S. 561 u. 577. — E. Warming. Kgl. Danske Vid. Selsk. Skrift. 1904, II. 1.

[4]) Schucht. Jahrb. preuß. geol. L.-A. 1904.

[5]) Doss. Korrespondbl. Nat.-Ver. Riga XLIII (1900), S. 31 u. 213.

5. Schlick der Mangrove-Gehölze (bisher kaum untersucht).

c) Schlick der Salzseen.

Bisher wenig untersucht. In Südrußland nehmen die kleineren Salzseen im Winter und Frühling viel Wasser auf; es entwickelt sich ein reiches Pflanzen- und Tierleben, welches im Sommer infolge Konzentration der Salzlauge (bis zum Auskristallisieren von Kochsalz) fast völlig erlischt. Der Schlick ist tiefschwarz, sehr weich.

II. Schlammablagerungen des Süßwassers.

a) Vorherrschend zugeführtes Material.

1. Flußschlamm. Ablagerungen der Überstauungsgebiete der Flüsse. Vorherrschend Ton und Gesteinsmehl; sehr verschieden nach dem vom Fluß durchschnittenen Gebirge (Schlamm der Isar z. B. fast reines Kalkkarbonat; bei den meisten Flüssen herrschen tonige Bestandteile vor). Im überfluteten Gebiet entwickelt sich reiches Pflanzen- (namentlich Algen) und meist auch reiches Tierleben. Die Ablagerungen werden hierdurch in ihrer Struktur stark beeinflußt, haben wechselnden, meist jedoch geringen Gehalt an organischen Bestandteilen (z. B. Nilschlamm nur 1—2 % humoser Stoffe [1]).

Auf überschwemmten Wiesen bilden Fadenalgen häufig einen geschlossenen Teppich; die Algen sterben nach dem Ablaufen des Wassers ab, und bilden, nachdem das Chlorophyll an der Sonne ausgebleicht ist, papierähnliche Massen: Wiesenpapier.

2. Pollenschlamm (Fimmenit). Hauptsächlich Pollen von windblütigen Pflanzen. Findet sich auch zwischen Torfschichten. Es ist anzunehmen, daß auch Ablagerungen von Sporen von Farnen bekannt werden, die dann als Sporen-Schlamm bezeichnet werden müßten.

b) Durch chemische Prozesse oder durch Organismen ausgefällte Stoffe.

Die Bestandteile der Schlammablagerungen, welche in dieser Gruppe aufzuführen sind, werden vorwiegend durch die Tätigkeit von Organismen abgeschieden, ohne daß die Abscheidungen sich in deren Körper einlagern. Einzelne Ausnahmen kommen vor, so die Einbettung von Kalkkarbonat in Characeen.

[1]) W. Knop. Landw. Ver. Stat. XVII, S. 65 (1874). — Tuxen. Diese Zeitschr. XXVII, S. 114.

Kalkkarbonat[1]). Kohlensaurer Kalk kann durch Entweichen von Kohlensäure an der Luft aus dem sauren Salze chemisch ausgefällt werden. Unter Wasser scheint die Abscheidung jedoch ganz überwiegend an die Lebenstätigkeit chlorophyllhaltiger Pflanzen gebunden zu sein, welche die Säuren der Kalksalze, namentlich die Kohlensäure für ihren Lebensprozeß verbrauchen und den Kalk, der in geringerer Menge aufgenommen wird, als Karbonat zur Abscheidung bringen[2]).

Hier anzureihen sind die Mollusken-Schalen, die ganz oder zerbrochen zu den häufigsten Beimischungen der Schlammbildungen gehören.

Der kohlensaure Kalk findet sich überwiegend in kleinen Kristallkörnern und bildet zwei unterscheidbare Formen der Ablagerung: Seekreide nnd Wiesenkalk.

Seekreide; Kalkablagerungen des tieferen Wassers.

Wiesenkalk (Uferkreide?). Ablagerungen der flachen Gewässer oder des Ufers tieferer Seen.

Die Kalkablagerungen werden durch Diagenese stark verändert (vergl. Passarge) und sind wahrscheinlich sehr verschiedener Entstehung. So empfangen die oberbayrischen und schweizer Seen, deren Zuflüsse Kalkgebirge durchschneiden, viel Kalkstaub als Flußtrübe.

Bestimmte Formen der Wiesenkalke, die z. B. in Norddeutschland weit verbreitet sind und sich durch faserige, lockere Struktur auszeichnen, sind wahrscheinlich aus sekundären Kalkabscheidungen hervorgegangen.

Eisenverbindungen. Zu den Bestandteilen vieler Schlammablagerungen gehören Eisenverbindungen. Durch Zersetzung des sauren Salzes der Kohlensäure und des Eisenoxyduls und folgende Oxydation wird Eisenoxydhydrat zur Abscheidung gebracht. Die Hauptwirkung muß jedoch den Eisen abscheidenden Organismen zugeschrieben werden. Die jetzt geltende Auffassung,[3]) daß hierbei diese Eisenverbindungen als Nährstoffe dienen, hat wenig Wahrscheinlichkeit für sich; es ist anzunehmen, daß ähnlich wie bei der Abscheidung von Kalkkarbonat die Säuren von den Pflanzen

---

[1]) Passarge. Jahrb. Kgl. preuß. geol. L.-A. XXII. — Wesenberg-Lund. Med. dansk geol. För. 1904. — Früh u. Schröter: Moore d. Schweiz S. 197.

[2]) Die Kalksalze sind überwiegend physiologisch basische Salze, d. h. ihre Säureionen werden von den Pflanzen in geringerer Menge aufgenommen als die Metallionen. Die letzteren vereinigen sich mit den vorhandenen Säuren, zumeist mit Kohlensäure. Hierdurch können Wasserpflanzen auch aus Kalksulfat usw. Kalkkarbonat zur Abscheidung bringen.

[3]) Winogradski. Bot. Zeitg. 1888, S. 260.

verbraucht werden und hierbei das Eisen ausfällt oder sich mit anorganischen Säuren verbindet; die Eisensilikate und Eisenphosphate der Limonite werden so gebildet. Erfolgt die Abscheidung dieser Verbindungen und des Eisenoxydhydrates in reichlicher Menge, so setzt die Diagenese rascher als bei anderen Bestandteilen des Schlammes ein und führt zur Bildung von festem Raseneisenstein.

Schwefeleisen, sowohl zweifach Schwefeleisen wie einfach Schwefeleisen kommen vor, sind wahrscheinlich sekundäre Abscheidungen, welche zumeist ihre Entstehung anaëroben Bakterien, vielfach wohl Schwefelbakterien verdanken, aber auch bei fortschreitendem Zerfall der schwefelhaltigen Eiweißstoffe gebildet werden. Schwefelkies ist in kleinen Kristallen regelmäßig im Torf vorhanden; in den Schlammablagerungen findet er sich selten in den humusreichen Formen.

Tier- und Pflanzenreste. Tierkot.

Einzelne Pflanzen- und Tierreste häufen sich unter Wasser zu Schichten an, so Diatomeenschlamm (Diatomeenerde).

Die Hauptbestandteile der Schlammablagerung der Seen sind außer den bereits behandelten in zwei Gruppen zusammenzufassen: Gytje und Mudde.

Gytje (Teichschlamm) besteht hauptsächlich aus einer feinfaserigen, strukturlosen grauen bis bräunlichen Masse, gemischt mit Resten der im Wasser lebenden Tier- und Pflanzenarten. Chlorophyllhaltige Pflanzenteile sind auffällig gut erhalten, oft grün, wenig zersetzt. Der alkoholische Auszug der Gytje zeigt oft Fluorescenz und das Absorptions-Spektrum des Chlorophylls.

Die feinfaserige Grundsubstanz besteht aus mehr oder weniger zerfallenem und durch Bakterien verändertem Tierkot (v. Post[1]) und vielleicht auch aus stark zersetzten Algenresten (Potonié). Potonié legt besonderen Wert auf den reichlichen Gehalt an Fetten, welcher in diesen Ablagerungen vorhanden ist.

Der Gehalt an organischen Stoffen ist in der Gytje gering bis mäßig und übersteigt selten 25 %.

Mudde. Der zweite Hauptbestandteil der Schlammablagerungen stehender Gewässer besteht aus strukturlosen Humusstoffen. Es sind amorphe, gallertartig aufgelockerte, weiche Massen von hell- bis dunkelbrauner Färbung, die an der Luft rasch dunkelbraun bis schwarz werden und beim Eintrocknen sehr hohes Schwindmaß haben ($^1/_{10}$ — $^1/_4$ des Frisch-Volumens).

[1]) Landwirtsch. Jahrb. 1888, S. 405.

Für diese Form der Ablagerung fehlte eine deutsche Bezeichnung. v. Post hatte im schwedischen „Dy“ gebraucht. C. Weber hat „Mudde“ vorgeschlagen, und es liegt kein Grund vor, diesen Namen nicht anzunehmen.

Die Mudde bildet sich nur in Seen mit Schwarzwasser; man findet sie namentlich im Gebiete des Seerosengürtels der Seen. An den Pflanzen hängt dann die Mudde als feinfaserige strukturlose humose Masse und sammelt sich am Boden oft in mächtigen Schichten an. v. Post bezeichnete deshalb bestimmte Pflanzenvereine als Mudde-Pflanzen (Dy-Pflanzen, *Nymphaea, Nuphar, Batrachium, Potamogeton* z. T.; übrigens sind die unteren Teile der Stengel vieler Schilfhorste, Scirpus- und anderen mit ihren Vegetationsorganen über Wasser hervorragenden Arten ebenfalls vielfach mit Mudde überzogen).

Eine Anzahl von Erfahrungen deuten darauf hin, daß die Wasserpflanzen aus den gelösten organischen Stoffen Nutzen ziehen, vielleicht eine halbsaprophytische Lebensweise führen[1]). Es würde dann die Mudde in ähnlicher Weise hierbei zur Ausscheidung kommen wie Kalkkarbonat oder Eisenverbindungen; die Mudde also zu den organogenen Ausfällungen gehören.

Gytje- und Mudde sind charakteristische Bestandteile des Schlammes stehender Gewässer. Es ist ohne weiteres verständlich, daß auch dem Torf, namentlich dem Torfe der Arten der Schilfgenossenschaft sowohl Gytje wie Mudde in wechselnder Menge beigemischt ist, so daß Übergänge zwischen dem Schlamm und Torfbildungen entstehen.

Den Gytje- und Muddeablagerungen mischen sich Pflanzenreste, namentlich mikroskopische Algen, darunter Arten mit Gallerthüllen, bei. Zugleich sind diese Schichten der Standort zahlreicher wasserlebender Tiere, namentlich von Würmern, welche die Ablagerungen nach allen Richtungen durchwühlen und durchfressen. In Aquarien gebracht, bedeckt sich die Oberfläche des Bodens mit einer dünnen, weißlich gefärbten Schicht, dem Kote dieser Tiere (Wesenberg-Lund). Man kann auch in Seen sehr häufig solche hellgefärbte Schicht auf dem dunkleren Schlamm erkennen; mir ist dies bereits früher wiederholt aufgefallen, ich sah sie z. B. erst kürzlich wieder am Ostrande des Chiemsees in großer Ausdehnung. Es ist wohl anzunehmen, daß die helle Färbung davon herrührt, daß Bakterien günstige Bedingungen der Entwicklung finden und dadurch die Schnelligkeit der Verwesung steigern. Wesenberg-Lund spricht sich dahin aus: „Man versteht unter Schlamm im allgemeinen Exkrementablagerungen in süßem Wasser“. Ich möchte der wühlenden und grabenden

[1]) J. König. Zeitschr. Unters. Nahr. u. Genußmittel 1900, 3, S. 377.

Tätigkeit der Organismen das Hauptgewicht beilegen, welche die gleichmäßige Zerkleinerung und Verteilung in faserige Massen herbeiführt. Es besteht demnach eine völlige Parallele zwischen der Tätigkeit der Tiere bei den Schlammbildungen und der Zerteilung der humosen Stoffe auf dem Trocknen[1]).

Gytje und Mudde können sich in mannigfaltigen Verhältnissen mischen, sie kommen aber auch in reinen Ablagerungen weit verbreitet vor. In verlandenden Seen lagert immer die Mudde über der Gytje, sofern diese überhaupt zur Ablagerung gekommen ist; vielfach tritt auch Bildung von Gytje (mehr in den tieferen Teilen) und Mudde (mehr am Rande) neben einander in demselben Gewässer auf, oder es bilden sich gemischte Ablagerungen. Es gibt wohl keine Mudde, die nicht wechselnde Mengen von Gytjebestandteilen enthält.

Vielfach und oft in beträchtlicher Menge mischt sich durch Wellenschlag zerkleinerter Torf bei, der bereits Muddeteile enthält und durch die Arbeit der Tierwelt weiter zerkleinert wird.

Der Zusammenhang der Bildungen ist verständlich. Mudde kann nur in solchen Gewässern zur Ablagerung kommen, die humose Stoffe gelöst enthalten; in farblosen, namentlich kalkreichen Gewässern ist dies nicht der Fall; hier wird sich also die Gytje in mehr oder weniger reiner Form abscheiden. Werden dem Gewässer Schwarzwässer zugeführt — vielfach geschieht dies in Gebieten mit an Humussäuren reichen Böden, unmittelbar durch zufließendes Regenwasser, zumal aus Fichten- und Kiefernwäldern, — so kommt ein Gemisch von Gytje und Mudde zur Ablagerung. Ist andererseits ein größerer oder geringerer Teil der Uferzone mit Pflanzen bestanden und von Torf ausgefüllt, so lösen sich aus diesem Humusstoffe und geben dann zur Bildung von Mudde Veranlassung. Hierdurch folgt die Ablagerung der Mudde oft ziemlich scharf getrennt der der Gytje, und dies geschieht um so leichter, da in der Regel in gleicher Zeit viel mehr Mudde als Gytje gebildet wird.

Unterabteilungen der Gytje werden durch reichliche Beimischung anderer Bestandteile gebildet, so Kalkgytje, Schneckengytje, Tongytje usw.

Abweichende Formen der Mudde sind seltener, nur Torfsubstanz mischt sich häufig bei: Torfmudde oder Muddetorf, je nach der Menge der Bestandteile.

Lebertorf. In größerer Verbreitung, häufig am Grunde vertorfter Seen, findet sich eine Übergangsbildung, welche Gytje

[1]) P. E. Müller: Natürl. Humusformen. Berlin 1887.

mit viel beigemischter Mudde enthält: der Lebertorf oder Leberschlamm.

Aus der tunlichst kurz gehaltenen Zusammenstellung ergibt sich, daß die Schlammbildungen zahlreiche Fazies einer zusammengehörigen Reihe sind, deren Einteilung sich aus den Bedingungen ihrer Entstehung und aus ihrer Zusammensetznng ergibt. Die bisher benutzte Nomenklatur bedarf nur geringer Umgestaltung, um für die wissenschaftlichen und praktischen Bedürfnisse auszureichen.

Monatsberichte

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

No. 7. **1906.**

7. Protokoll der Juli-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 4. Juli 1906.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Das Protokoll der Juni-Situng wurde verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft ist als Mitglied beigetreten:

Herr Professor Dr. phil. THIEME, Posen,
vorgeschlagen durch die Herren JENTZSCH, RAUFF und PHILIPPI.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen:

BOURCART, FÉLIX ERNEST: Les lacs alpins suisses. Etude chimique et physique. Genève 1906. 4°

GOEBEL, K.: Zur Erinnerung an K. F. Th. v. MARTIUS. Gedächtnisrede. München 1905. 4°

KOEPERT: Die Pflege der Naturdenkmäler. [1.] 2. Aus: Natur und Haus, **14**, 1906, 17. 18.

KOERT: Das Eisenerzlager von Banjeli in Togo. Berlin 1906. Aus: Mitt. D. Schutzgeb. **19**: 1906, 2.

NOËL, E.: Note sur la détermination du courant qui a amené les éléments d'un conglomérat. Nancy 1906. Aus: Bulletin mensuel des séances de la Société des sciences de Nancy.

— Note sur l'orientation des galets dans un courant et la direction des courants en quelques points du grès vosgien. Nancy 1906. Ebendaraus.

OCHSENIUS, CARL: Petroleum in der Provinz Posen. Fraustadt 1906.

ROTHPLETZ, AUGUST: Gedächtnisrede auf Karl Alfred von Zittel. München 1905. 4°

STUTZER, O.: Die Eisenerzlagerstätte „Gellivare" in Nordschweden. Aus: Zs. prakt. Geol. **14**: 1906, 5.

— Die Eisenerzlagerstätten bei Kiruna. Nachtrag. Ebendaraus **14**: 1906, 5.

Herr VON WOLFF sprach: **Über das physikalische Verhalten des vulkanischen Magmas.**

Durch die Untersuchungen, die G. TAMMANN[1]) an einer großen Reihe organischer und anorganischer Körper über die Änderungen des Aggregatzustandes, speziell über das Abhängigkeitsverhältnis von Volumen, Temperatur, Druck und Energieänderungen angestellt hat, ist eine Fülle neuer Gesichtspunkte gewonnen worden, die für die Erklärung der vulkanischen Erscheinungen die größte Beachtung verdienen.

Die STÜBEL'sche[2]) Vulkantheorie beruht bekanntlich auf der Voraussetzung, daß während des Erkaltungsprozesses das vulkanische Magma eine Phase der Volumenvermehrung durchmacht. TAMMANN hat gezeigt, daß ein und dieselbe Substanz je nach den Druckverhältnissen unter Volumenkontraktion und -dilatation kristallisieren kann.

Es muß daher vor allem die Frage beantwortet werden, wie verhalten sich die Silikate in dieser Beziehung.

Kristallisation der Silikate bei Atmosphärendruck.

Auf experimentellem Wege untersuchte DOELTER[3]) die Volumenverschiedenheiten des flüssigen und festen Zustandes von Silikaten, indem er das spezifische Gewicht der geschmolzenen Silikatmasse durch Schwimmversuche mit Indikatoren von bekannter Dichte zu ermitteln suchte. Er kam zu folgenden Ergebnissen:

In allen Fällen war das spezifische Gewicht der flüssigen Schmelze geringer, als das des betreffenden festen Gesteins.

Daß die Gesteinsgläser spezifisch leichter sind als dieselben kristallisierten Gesteine, ist eine hinlänglich bekannte Tatsache. In derselben Weise verhielten sich künstliche kristallisierte Gesteine und Gesteinsgläser, die aus Schmelzen gewonnen wurden.

Die Dichten der flüssigen Schmelzen und der festen, amorphen Gläser zeigten nur sehr geringe Unterschiede.

Diese DOELTER'schen Schwimmversuche sind indes nicht streng beweisend, da ihnen eine Reihe von Fehlerquellen, die z. T. durch die Versuchsanordnung bedingt sind, anhaften. Der Hauptfehler[4]) liegt aber in dem Umstand, daß die Dichte des Schwimmkörpers bei Zimmertemperatur bestimmt ist, die Temperatur der Schmelze jedoch über 1000 ° höher liegt.

Da nun die Dichte sich mit der Temperatur ändert, so

---

[1]) Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig 1903.
[2]) Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart, Leipzig 1901, S. 4.
[3]) N. Jahrb. Min. 1901. II, S. 141.
[4]) TAMMANN, S. 48 u. 49.

muß die Dichte des Versuchskörpers auf die Temperatur der Schmelze umgerechnet werden; das ist möglich, wenn man den kubischen Ausdehnungskoeffizienten der betreffenden Substanz kennt, erst dann erhält man unmittelbar vergleichbare Zahlenwerte. Hierdurch erklären sich vielleicht z. T. auch die geringen Unterschiede, die Doelter zwischen dem spezifischen Gewicht der Schmelze und der glasig erstarrten Substanz fand.

Eine exakte Methode zur Bestimmung des kubischen Ausdehnungskoeffizienten selbst bei kleinen Kristallsplitterchen rührt von E. Bauer[1]) her. Das spezifische Gewicht des Körpers wird zunächst bei Zimmertemperatur in gewöhnlicher Weise genau ermittelt. Dann bringt man den Körper in Methylenjodid, auf welchem er schwimmt. Durch Steigerung der Temperatur ändert sich die Dichte des Methylenjodids schneller, als die des festen Körpers. Bei einer bestimmten Temperatur, die abgelesen wird, werden beide, Flüssigkeit und Körper, genau das gleiche spezifische Gewicht haben, letzterer wird dann in der schweren Flüssigkeit schweben. Da die Dichten des Methylenjodids bei den verschiedenen Temperaturen genau bekannt sind, kennt man auf diese Weise auch die Dichte des Körpers bei der abgelesenen höheren Temperatur, und gewinnt somit seine Volumenzunahme für eine bekannte Temperatursteigerung und damit den kubischen Ausdehnungskoeffizienten.

Allein auch diese Korrektion mit Hilfe des kubischen Ausdehnungskoeffizienten liefert nicht absolut genaue Werte, da derselbe nicht für alle Temperaturgebiete konstant bleibt.

Auf einem anderen Wege hat Barus[2]) das Problem zu lösen versucht. Er hat die Ausdehnung des Diabas beim Schmelzen messend verfolgt und festgestellt, daß die plötzliche Volumenvermehrung beim Übergang in die flüssige Phase 3,4 %—3,9 % betrug.

Die Untersuchungen von Tammann lehren ferner, daß beim Übergang von der flüssigen Phase in den amorphen, glasigen Zustand eine kontinuierliche Änderung sämtlicher physikalischer Eigenschaften, insbesondere des Volumens zu beobachten ist, während sie beim Übergang von dem flüssigen in den kristallisierten Zustand eine diskontinuierliche Änderung erfahren. So fanden Barus und Iddings[3]) keine plötzliche Änderung des elek-

[1]) Vergl. Tammann, S. 51.

[2]) The Fusion Constants of Igneous Rock. Part II. The Contraction of Molten Igneous Rock on Passing from Liquid to Solid. Philos. Magazine (5) **35**, 1893, S. 186—188.

[3]) Note on the change of electric conductivity observed in rock magmas of different composition on passing from liquid to solid. Am. Journ. of. Science 1892, S. 242—249.

trischen Widerstandes bei der Erstarrung einer Silikatschmelze zu Glas.

Die Gläser sind demnach als stark unterkühlte Schmelzen, Flüssigkeiten mit großer innerer Reibung[1]), aufzufassen. Oder mit anderen Worten: die Eigenschaften der Schmelze, falls eine so weitgehende Unterkühlung bis auf Zimmertemperatur realisierbar wäre, würden den Eigenschaften des betreffenden Glases bei derselben Temperatur vollständig entsprechen. Man kann demnach aus dem Verhalten der Gesteinsgläser auf das der flüssigen Gesteinsmasse Schlüsse ziehen, wenn man nur die Änderung der Eigenschaften mit der Temperatur kennt. Nach den älteren Untersuchungen von Delesse und Roth[2]) beträgt bei 20° die Volumendifferenz zwischen dem kristallisierten Gestein und seinem Glase beim Granit und Quarzporphyr 9—11%, Syenit, Syenitgranit 8—10%, Porphyrit 9—10%, Quarzdiorit ca. 8%, quarzfreier Diorit ca. 6%, Melaphyr 5—7%, Sanidintrachyt ca. 5%, Leucitgesteine 4—5%, Augitandesit ca. 4%, Basalt 3—4,5%.

Nach den Bestimmungen von Dulong, Petit und Barus ist der kubische Ausdehnungskoeffizient für Silikatgläser in dem Temperaturgebiet von 0°—1000° im Mittel 0,00005. Bei kristallisierten Silikaten nur $^1/_2$ so groß.

Beim Erstarrungspunkt wäre nach obigen Daten die Kontraktion bei der Kristallisation 50%[3]) größer als die Volumendifferenz zwischen kristallisiertem Gestein und Glas bei 20°.

Alle Gesteine kristallisieren unter Atmosphärendruck, also auf der Erdoberfläche unter Kontraktion. Die sauren Gesteine kontrahieren sich stärker als die basischen.

Man hat den Einwurf gemacht, daß alle diese Laboratoriumsversuche, die sich in dem engen Raum eines Platintiegels abspielen, für die Vorgänge in der Natur garnicht beweisend wären. Das vulkanische Magma ist keine trockne Schmelze, sondern eine mit Wasserdampf und Gasen durchtränkte feurig-flüssige Silikatmasse, die sich ganz anders verhalten könne. Es haben verschiedene Beobachtungen am Kilauea und Vesuv ergeben, daß feste Lava auf der flüssigen schwimmt.

Dem ist entgegenzuhalten, daß an denselben Vulkanen auch ein entgegengesetztes Verhalten festzustellen war. Es sind diese Beobachtungen deshalb für die Entscheidung der Frage von geringem Wert, weil durch die Gasentwicklung die spezifisch schwerere, feste Gesteinsscholle einen Auftrieb erfahren

[1]) W. Ostwald: Grundlinien der anorganischen Chemie S. 146.
[2]) Vergl. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie I, 1893, S. 681.
[3]) Tammann, a. a. O. S. 48.

kann, ähnlich wie ein Stückchen Zink in einer Reagensröhre mit verdünnter Salzsäure durch den sich entwickelnden Wasserstoff an die Oberfläche emporgetrieben wird.

Das wasserdurchtränkte vulkanische Magma verhält sich aber durchaus nicht verschieden. In den Pechsteinen haben wir Gesteinsgläser mit hohem Wassergehalt, die also nach obiger Auffassung ein wasserdurchtränktes Magma in starker Unterkühlung darstellen.

Für den Pechstein von Meissen mit 8,49% Wasser bestimmte Rammelsberg[1]) das spezifische Gewicht zu 2,304, derselbe Pechstein zu Glas umgeschmolzen zeigte das spezifische Gewicht 2,340.

Aus dieser Tatsache folgt, daß die Kontraktion der wasserdurchtränkten Lava noch größer ist, als die einer trocknen Silikatschmelze.

Kristallisation der Silikate unter höheren Drucken.

Es ist nun zu untersuchen, wie sich die Verhältnisse mit zunehmendem Druck ändern. Zur besseren Übersicht ist eine graphische Darstellung zu empfehlen. Trägt man bei konstantem Druck als Abscisse die Temperaturen, als Ordinate die Volumina einer Substanz auf, so erhält man die Volumenisobare des Körpers. Dieselbe hat nach Tammann[2]) folgende Gestalt. Vom Siedepunkt senkt sich die Kurve als grade Linie bis zum Erstarrungspunkt. Hier weist die Kurve einen Knick auf, um sich als Volumenkurve der kristallisierten Substanz mit einer geringeren Neigung zur p-Axe fortzusetzen. Die Volumenisobare des Glases ist die Verlängerung derjenigen des flüssigen Zustandes. Beide Kurven müssen sich in einem Punkt schneiden. Bei dieser Temperatur ist die Volumendifferenz zwischen Flüssigkeit resp. Glas und Kristall $V - V' = 0$. Über diesen Punkt hinaus dreht sich das Verhältnis um, der kristallisierte Körper hat dann ein größeres Volumen als der amorphe. Beim $Sr(BO_2)_2$ [3]) liegt der Schnittpunkt der Volumenisobare für $p = 1$ kg pro qcm bei ca. 360^0 resp. auf andere Weise berechnet bei $420^0 \pm 100^0$. Bei dieser Temperatur findet die Entglasung statt. Entsprechend läßt sich die Volumenisotherme für eine konstante Temperatur konstruieren, indem man auf der Abscisse den Druck und auf der Ordinate das Volumen abträgt. Die Isothermen erleiden wieder im Siedepunkt und Erstarrungspunkt einen Knick. Die Kurven der flüssigen resp. amorphen Substanz und des Kristalls nähern sich der p-Axe assymptotenhaft und schneiden sich gleichfalls. Ein voll-

[1]) Diese Zeitschr. XX, 1868, S. 539—540.
[2]) S. 8—12.
[3]) Tammann, S. 53.

ständiges Bild des Abhängigkeitsverhältnisses liefert die Volumenfläche[1]). Trägt man als Abscisse den Druck p, als Ordinate die Temperatur T ab und trägt auf jedem Punkt der p/T-Ebene senkrecht das zu dem betreffenden Druck und der betreffenden Temperatur gehörige spezifische Volumen ab, so erhält man eine Fläche, die Volumenfläche. Dieselbe besteht aus zwei Schalen, von denen die eine der flüssigen und amorph erstarrten, die andere der kristallisierten Substanz angehört. Senkrechte Schnitte durch die Volumenfläche || der p-Axe liefern die Volumenisothermen, || zur T-Axe die Volumenisobaren. Die beiden Schalen der Volumenfläche schneiden sich nach dem gesagten in einer Kurve, der neutralen Kurve, auf welcher $V-V'=0$ ist. Dieselbe trennt zwei Gebiete ab, das eine, in welchem das Volumen des flüssigen und amorphen Zustands größer ist als das des kristallisierten und das andere, in welchem dasselbe kleiner ist.

Der Druck verschiebt nach dem Thomson—Bunsen'schen Gesetz den Schmelzpunkt. Dieses Gesetz läßt sich in folgende Formel kleiden:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{(V-V')T}{R}$$

$V-V'$ ist die Differenz der Volumina der flüssigen und der kristallisierten Substanz. R die Schmelzwärme.

In dem ersten Gebiet, wo $V-V' > 0$, verläuft die Schmelzpunktsverschiebung im positiven Sinn, in dem zweiten, wo $V-V' < 0$, in negativem Sinn. Mit anderen Worten, zunehmender Druck erhöht im ersten Fall den Schmelzpunkt und erniedrigt ihn im zweiten Falle. Die Veränderung des Schmelzpunktes durch Druck läßt sich gleichfalls durch die Schmelzkurve in der p/T-Ebene graphisch darstellen. Es ist nun leicht einzusehen, daß in dem Punkt, wo die Projektion der neutralen Kurve die Schmelzkurve schneidet, letztere sich umbiegen muß. Da im Schnittpunkt der neutralen Kurve $V-V' = 0$ ist, so wird die Schmelzpunktsverschiebung $= 0$, das heißt, der Schmelzpunkt hat hier seinen größten Wert erreicht. Bei höheren Drucken wird $V-V'$ negativ, der Schmelzpunkt sinkt wieder. Unter 40 Stoffen, die Tammann[2]) in dem Druckgebiet von 1—3000 kg untersuchte, lag nach dem gemessenen Stück der Schmelzkurve zu urteilen, der maximale Schmelzpunkt nicht unter 5000 kg.

Nur beim Glaubersalz, das beim Schmelzen außergewöhnlich geringe Volumenänderungen aufweist, konnte Tammann[3]) den

[1]) Tammann, S. 27, 28 u. S. 115—118.
[2]) S. 91.
[3]) S. 254.

maximalen Schmelzpunkt bei einem Druck von ca. 500 kg pro qcm erreichen.

Nach diesen Erfahrungen ist kaum zu hoffen, bei Silikaten den maximalen Schmelzpunkt auf experimentellem Wege zu realisieren. Der Verlauf der Schmelzkurve, die Lage des maximalen Schmelzpunktes beim vulkanischen Magma sind zur Zeit noch unbekannt. Es hat zwar nicht an Versuchen gefehlt aus der Schmelzpunktsverschiebung auch die Lage des maximalen Schmelzpunkts der Gesteine zu ermitteln. So berechnete Barus[1]) die Schmelzpunktserhöhung pro Atmosphärendruck für den Diabas im Mittel auf 0,025° aus den latenten Schmelzwärmen.

Vogt[2]) hält die Werte von Barus für fünfmal zu hoch angesetzt. Nach ihm beträgt die Schmelzpunktsverschiebung nur 0,005° pro Atmosphärendruck. Schätzt man den maximalen Schmelzpunkt bei Drucken von 40000 Atm., so würde er bei 1400—1500° und in einer Tiefe von ca. 150 km liegen. Unter Zugrundelegung der Barus'schen Zahlen erhält man erheblich höhere Werte. Doelter[3]) hält 100000 Atmosphären = ca. 300 km als obere Grenze für seine Lage.

Es will mir scheinen, daß manche Momente, insbesondere die Lage einiger Erdbebenzentren dafür sprechen, den maximalen Schmelzpunkt in geringerer Tiefe zu suchen, sodaß die auf Grund der Vogt'schen Zahlen berechnete Tiefe von 150 km der Wahrheit näher käme.

Man darf ferner wohl auch annehmen, daß das vulkanische Magma nicht einen einzigen maximalen Schmelzpunkt besitzt, da es inhomogen ist. Der maximale Schmelzpunkt der sauren Laven dürfte höher liegen, als der der basischen, da bei ersteren die Kontraktion beim Kristallisieren unter dem Druck p = 1 kg größer ist.

Die verschiedenen Kristallisationszonen.

Schälen wir aus diesen Erfahrungen zunächst die Punkte heraus, die sich als gesichert ergeben, so gelangen wir zu folgendem Ergebnis:

Man muß für jedes Magma zwei Zonen unterscheiden.

I. Die Zone der Kristallisation unter Volumenkontraktion.

Es ist das die oberflächliche Zone mit kleineren Drucken.

---

[1]) The Fusion-Constants of Igneous Rock. Part III. The Thermal Capacity of Igneous Rock, considered in its Bearing on the Relation of Melting-point to Pressure. Phil. Mag. (5) **35**, 1893, S. 306.

[2]) Die Silikatschmelzlösungen, Christiania 1904, S. 210.

[3]) Petrogenesis S. 3.

II. Die Zone der Kristallisation unter Volumendilatation.

Diese Zone liegt tiefer, der Druck ist größer. Beide Zonen werden durch das Gebiet des maximalen Schmelzpunktes getrennt.

I. Zone.

Plötzliche Volumenänderungen sind nur am Umwandlungspunkt zweier Phasen, also am Erstarrungspunkt möglich. Für die erste Zone gilt, daß in Temperaturgebieten nahe beim Erstarrungspunkt Druckentlastung ein Flüssigwerden unter Volumenausdehnung nach sich zieht.

Drucksteigerung fördert[1]) die Kristallisation, indem der Erstarrungspunkt heraufgerückt wird. Es sei dieser Vorgang an einem bestimmten Beispiel erläutert. Legt man dieser Berechnung einmal die Zahlenwerte von Vogt zu Grunde, und nehmen wir einmal der Einfachheit halber ein proportionales Heraufrücken des Schmelzpunktes mit dem Druck an, eine Annahme, die nach dem obigen nicht ganz richtig ist, — es soll auch nur gezeigt werden, wie der Vorgang sich ungefähr abspielt — so würde Diabas, der an der Oberfläche bei 1100° schmilzt, in einer Tiefe von $37\frac{1}{2}$ km[2]) = einem Druck von 10000 Atm. erst bei 1100 + 50° = 1150° schmelzen, wenn der Schmelzpunkt des Diabas pro Atmosphärendruck um 0,005° steigt. Unter 1150° ist er nach obiger Annahme in dieser Tiefe von $37\frac{1}{2}$ km fest. Tritt Druckentlastung bis auf Atmosphärendruck ein, so muß der Diabas sich natürlich bei 1150° wieder verflüssigen. Umgekehrt muß er, da er unter 10000 Atmosphären Druck über 1150° flüssig ist, bei der gleichen Temperatur und entsprechender Druckvermehrung fest werden.

Eine große Reihe petrographischer Beobachtungen lehrt, daß frühzeitige Ausscheidungen nachträglich wieder resorbiert und aufgelöst werden, deren Reste z. T. als fremdartige Einschlüsse von der Lava an die Oberfläche gebracht wurden. Ein treffliches Beispiel hierfür ist der Basalt[3]) des Finkenberges bei Bonn.

II. Zone.

In der zweiten Zone findet mit sinkender Temperatur eine Kristallisation unter Volumenausdehnung statt. Mit fortschreitender Kristallisation wächst infolgedessen der Druck der von innen auf die äußere Schale ausgeübt wird. Mit steigendem Druck

[1]) F. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie I, 1893, S. 759.
[2]) Doelter: Petrogenesis S. 2.
[3]) F. Zirkel: Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. Abhand. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. XXVIII, No. III, 1903, S. 103—198.

sinkt der Schmelzpunkt. Wird dieser Druck stark genug um die äußere Schale zu sprengen, so kann sich flüssiges Magma in die oberen Regionen ergießen, ja selbst schließlich an die Oberfläche gelangen.

TAMMANNs [1]) Anschauungen von den Abkühlungsvorgängen eines chemisch homogenen Weltkörpers.

Es sind zwei Hauptfälle zu unterscheiden:

1. Die Temperatur der Kugel wird durch Konvektionsströme ausgeglichen. Die Kristallisation beginnt im Gebiet des maximalen Schmelzpunktes ohne Volumenänderung. Sie wächst nach der Oberfläche zu schneller unter Volumenkontraktion, nach innen langsamer unter — Dilatation. Durch den Druck der Kristallisation der inneren Zone kann die äußere Kugelschale in gewissen Perioden gesprengt werden, die Flüssigkeit aus dem Innern gelangt an die Oberfläche und kann dort Mondkrater- ähnliche Gebilde erzeugen. Die Kristallisation kann nur bis zu einer Tiefe vordringen, für welche $\frac{dT}{dp} = \infty$ wird, dort ist die Schmelzwärme $R = 0$. Der Rest muß infolgedessen amorph erstarren.

2. Es findet kein Temperaturausgleich statt. So beginnt die Kristallisation entweder in einer inneren Zone der Kugel, der Fall wird dann dem ersten gleich, oder auf der Oberfläche. Die spezifisch schwereren festen Schollen sinken unter und schmelzen wieder. Durch diesen Vorgang bleibt die Temperatur konstant bis durch die stark vorgeschrittene Kristallisation die konvektive Bewegung in dieser Schicht aufhört. Alsdann findet nurmehr ein periodenhaftes Untersinken der Schollen statt (Sonnenflecke).

Johnsen [2]) hat darauf hingewiesen, daß, da die Erdkruste inhomogen ist, die Tammann'sche Betrachtung für jedes der verschiedenen flüssigen, differenzierten Magmen anwendbar ist. Man gelangt so zu verschiedenen Flüssigkeitszonen zwischen den erstarrten Schalen. Diese werden entweder Druckverminderung oder Druckvermehrung aufweisen, je nach dem Überwiegen der Kristallisation an der inneren oder äußeren Wand; durch zeitweiliges Bersten eines derartigen Gürtels kann es zu intratellurischen Eruptionen, zur Bildung und Speisung peripherischer Magmenherde, kommen.

Die Annahme getrennter, peripherischer Herde hat viel Wahrscheinlichkeit für sich, da benachbarte tätige Vulkane verschiedene Laven fördern können, und nicht im Zusammenhang

---

[1]) Tammann, S. 181—183.

[2]) Tammanns Schmelzversuche und die modernen Vulkanhypothesen. Naturwissenschaftliche Rundschau XXI, No. 15, S. 1—3.

stehen brauchen und eine erhöhte eruptive Tätigkeit in dem einen Gebiet nicht das gleiche in dem anderen Gebiet nach sich zu ziehen braucht.

Die TAMMANNschen Ergebnisse und die STÜBELsche Vulkantheorie.

Es muß nun noch die Frage untersucht werden, inwieweit die Tammannschen Ergebnisse die Stübel'sche Theorie stützen oder widerlegen.

Stübel[1])[2])[3]) nimmt zur Erklärung der vulkanischen Erscheinungen an, daß während des Erkaltungsprozesses ein Moment der Volumenausdehnung, wenn auch nur vorübergehend, eintritt, der ausreicht dem Magma eigene Kraft zu verleihen, an die Oberfläche emporzudringen. Er definiert[2]) die vulkanische Kraft als eine Energieerzeugung durch den Erkaltungsprozeß, welchem ein begrenztes Quantum der ursprünglichen Magmamasse in größerer oder geringerer Tiefe unterliegt, wenn sie allmählich aus dem flüssigen in den festen Zustand übergeht und zwar unter Bedingungen, die nur in einer bestimmten Phase des Erkaltungsvorganges erfüllt sein können, mithin für jedes Magmaquantum nur einmal und rasch vorübergehend eintreten.

Bei der Erstarrung an der Oberfläche werden diese Bedingungen nicht erfüllt. Das erkennt Stübel auch selbst an. Dürfen wir diesen Moment oberhalb des Erstarrungspunktes in der flüssigen Phase suchen? Stübel denkt sich den Augenblick vielleicht bei Temperaturen eintretend, bei welchen die Kristallisationskraft ihren Individuen die ersten Umrißlinien zieht. Auf eine ähnliche Beziehung macht Loewinson-Lessing[4]) aufmerksam. Feldspate, Leucit und Nephelin besitzen ein größeres Molekularvolumen als die Summe der Molekularvolumina der sie zusammensetzenden Oxyde, während bei Olivin und Augit die Molekularvolumina sich umgekehrt verhalten. Die ersteren bilden sich aus ihren Oxyden unter Volumendilatation, die letzteren unter — Kontraktion. Die Schmelzen der ersten Gruppe sind zäh und von geringer Kristallisationskraft. Loewinson-Lessing findet eine Erklärung für die Viskosität in dem entgegengesetzten Wirken der Kristallisationskräfte, die eine Kontraktion herbeiführen wollen, und dem Zusammentreten

[1]) Ein Wort über den Sitz die vulkanischen Kräfte in der Gegenwart, Leipzig 1901, S. 4.

[2]) Über die genetische Verschiedenheit vulkanischer Berge, Leipzig 1903, S. 22 u. 23.

[3]) Die Vulkanberge von Colombia, Dresden 1906, S. 131; und in zahlreichen anderen Abhandlungen.

[4]) Über eine mögliche Beziehung zwischen Viskositätskurven und Molekularvolumina bei Silikaten. Centralbl. f. Min. 1906, S. 289—290.

der Moleküle zu der betreffenden Verbindung, die Ausdehnung zur Folge haben. Wie die Tatsachen lehren, vermögen die letzteren Kräfte höchstens die Kristallisation zu verzögern. Man wird ihnen aber nie die Bedeutung beimessen können, daß sie als vulkanische Kraft im Sinne Stübels in Frage kommen könnten, zumal da diese Kräfte sich bei den verschiedenen Mineralien entgegengesetzt verhalten, sich also gegenseitig teilweise aufheben würden.

Man kennt ein Dichtemaximum in der flüssigen Phase nur beim Wasser. Gibt es Tatsachen irgend welcher Art, die auch für das vulkanische Magma ein gleiches Verhalten voraussetzen lassen? Die Volumenisobare für p = 1 kg des flüssigen Magmas über 1500° ist zwar unbekannt. Die Silikate verhalten sich, soweit bis jetzt Untersuchungen vorliegen, auch in dieser Beziehung normal. Zwischen 1000—1500° beobachtete Barus [1]) am Diabas eine Dilatation von 0,0047 % beim Erwärmen. Bedenkt man ferner, daß recht beträchtliche Eruptivmassen in der Natur ausgestoßen werden, so muß der von der Theorie geforderte Volumenunterschied sehr beträchlich sein, zumal da der Betrag der bei der weiteren Abkühlung eintretenden Kontraktion, — das Maximum könnte, nach dem Verlauf der Kurve bis 1500° beim Diabas zu urteilen, nur bei viel höherer Temperatur gesucht werden — noch abgezogen werden muß, denn die Temperatur der Laven bei der Eruption liegt nahe dem Erstarrungspunkt, gewöhnlich sogar tiefer. Die Tatsachen lassen die Stübel'sche Annahme sehr unwahrscheinlich erscheinen. Die Tammann'schen Versuche lehren ferner, daß größere, plötzliche Volumenunterschiede nur beim Übergang von dem flüssigen in den kristallisierten Zustand zu erwarten sind.

Wenn man daher im Stübel'schen Sinn von einer „vulkanischen Kraft" reden darf, so ist ihr Sitz nur in der zweiten Zone der Kristallisation unter Dilatation oberhalb des maximalen Schmelzpunktes in dem Kristallisationsdruck zu suchen. Für diese Zone treffen die Voraussetzungen der Stübel'schen Theorie zu.

Der Kristallisationsdruck dieser Zone dürfte in letzter Linie auch für viele tektonische Vorgänge der äußeren Kruste mit verantwortlich gemacht werden.

Neuere Untersuchungen von Schmidt [2]) und Gerland [3]) haben

---

[1]) a. a. O. S. 186—187.

[2]) Wellenbewegung und Erdbeben. Jahreshefte des Vereins f. vaterländische Naturkunde in Württemberg 1888, S. 248 ff.

[3]) Über den heutigen Stand der Erdbebenforschung. Verhandl. d. XII. Deutsch. Geographen-Tages zu Jena 1897, S. 97—117.

gezeigt, daß das Zentrum eines Erdbebens viel tiefer liegen kann, als man früher annahm. So wurde für das Erdbeben von Charlestown 1886 eine Tiefe des Zentrums von 107—120 km herausgerechnet. Das ist aber nahezu die Tiefe, in der nach Vogt der maximale Schmelzpunkt zu erwarten ist, nämlich bei 150 km.

Tammann S. 183 führt die Ursache tektonischer Erdbeben auf die Volumenänderungen bei polymorphen Umwandlungen innerhalb des kristallisierten Zustandes zurück. Das mag in vielen Fällen auch zutreffen.

Versucht man sich nun auf Grund der Tammann'schen Ergebnisse eine Vorstellung der genetischen Verhältnisse vulkanischer Erscheinungen zu machen, so gelangt man zu folgender Zweiteilung:

I. Vulkanisches Magma aus der zweiten, tieferen Zone, der Kristallisation unter Dilatation.

Dasselbe besitzt eigene Kraft, sich einen Ausweg zur Oberfläche zu bahnen. Die Ausbruchspunkte können unabhängig von tektonischen Linien liegen. Es entstammt einer größeren Tiefe, wahrscheinlich von über 100 km.

II. Vulkanisches Magma aus der ersten Zone der Kristallisation unter Kontraktion.

Dasselbe besitzt keine eigene vulkanische Kraft. Wenn durch tektonische Vorgänge irgendwelcher Art Druckentlastungen stattfinden, so erfolgt Verflüssigung unter Volumenausdehnung, die das Magma eruptionsfähig macht. Die Ausbruchspunkte liegen abhängig von tektonischen Linien, in Regionen zerrender Dislokationen und Auflockerungen der Erdkruste. Seine Ausbrüche werden sich in einer Periode vollziehen, d. h. nachdem die Spannungen ausgelöst sind, wird auch die vulkanische Tätigkeit zur Ruhe kommen. Sie sind daher monogen in diesem Sinne.

Die im Magma eingeschlossenen Gase, so groß ihre Bedeutung für den Eruptionsakt selbst ist, treten erst bei plötzlichen Druckentlastungen in gewaltsame Aktion. Sie sind aber nicht allein imstande, Magma aus größeren Tiefen an die Oberfläche zu fördern, da der äußere Druck, den sie ausüben, durch Abkühlung und Kontraktion des Magmas ständig geringer wird.

In gleicher Weise wird von außen eindringendes sog. „vadoses" Wasser wohl bei der Berührung mit dem Magma Explosionen erzeugen können, aber nicht die Ursache des Emporbringens selbst sein können.

Es muß künftigen Untersuchungen überlassen bleiben zu zeigen, wieweit diese theoretischen Schlußfolgerungen imstande sein werden, Licht in die verwickelten Erscheinungen des Vulkanismus zu bringen.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren v. Knebel, Herrmann, Rauff, v. Wolff, Tiessen, Philippi und Tannhäuser.

Herr Herrmann sprach über Silikatschmelzversuche. (Der Vortrag wird in den Aufsätzen zum Abdruck kommen.)

Zur Diskussion sprach Herr Zimmermann.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Rauff. Philippi.

Briefliche Mitteilungen.

10. Einige Bemerkungen zur Geologie der Umgegend von Eberswalde und zur Eolithenfrage.

Von Herrn Paul Gustaf Krause.

z. Z. Grevenbroich, den 24. Juli 1906.

In einem in dieser Zeitschrift unlängst veröffentlichten Aufsatze hat Herr F. Wiegers[1]) versucht, „den jetzigen Stand der deutschen Eolithen-Wissenschaft einer kritischen Betrachtung zu unterziehen insbesondere in Hinsicht auf die in Frage kommenden geologischen Verhältnisse."

Er ist dabei[2]) auch auf die Lagerstätte der von mir aus der Eberswalder Gegend[3]) beschriebenen Funde zu sprechen gekommen. Ich hatte auch in dem letzten der unten angeführten Aufsätze die betreffenden Schichten noch als interglazial bezeichnet, weil mir meine Bedenken und Einwände dagegen noch nicht völlig spruchreif erschienen. Aber ich hatte in den im Anschluß an meinen Vortrag in der nächsten Zeit darauf gepflogenen Unterredungen verschiedenen Fachgenossen, u. a. auch Herrn Dr. Wiegers, die Möglichkeit auseinandergesetzt, daß es sich auch um jungglaziales Alter handeln könne.

Dies war im Jahre 1904, also lange bevor Herr Wiegers seinen in Rede stehenden Aufsatz verfaßte. Ich habe ihn dann im vergangenen Winter noch einmal daran erinnert und ihn dabei auch wieder darauf aufmerksam gemacht, daß es meine Absicht sei, in einem Aufsatze über die geologischen Verhältnisse der Eberswalder Gegend, den ich schon länger plante, und für den ich schon seit einer Reihe von Jahren Material sammelte, diese Frage eingehender zu behandeln. Ein neuerer Aufschluß am

---

[1]) Die natürliche Entstehung der Eolithen im norddeutschen Diluvium. Diese Zeitschr. 1905, Monatsber. Nr. 12.

[2]) a. a. O. S. 505.

[3]) Über Spuren menschlicher Tätigkeit aus interglazialen Ablagerungen in der Gegend von Eberswalde. Archiv f. Anthropologie XXII, 1893, S. 49—55.

Zur Frage nach dem Alter der Eberswalder Kieslager. N. Jahrb. Min. 1897 I, S. 194.

Neue Funde von Menschen bearbeiteter bezw. benutzter Gegenstände aus interglazialen Schichten von Eberswalde. Diese Zeitschr. 1904, Monatsber. S. 830—38.

Bahnhof Eberswalde, der bei der Durchlegung einer zur Viktoriastraße parallelen Straße geschaffen ist, deutete zu Gunsten eines jungdiluvialen Alters der Kieslager.

Da Herr Wiegers in seinem Aufsatze, obwohl er weder die Eberswalder Gegend noch die in Rede stehenden Profile aus eigener Anschauung kennt, meine obigen Mitteilungen an ihn verwertet, ohne ihre Quelle zu nennen — ein Verfahren, das er auch andern, z. B. Herrn Menzel gegenüber eingeschlagen hat — so veranlaßt mich dies zu den folgenden Ausführungen.

Zunächst hat Herr Wiegers das von mir in dem letzten der oben angeführten Aufsätze veröffentlichte Profil vom Eichwerder (nicht Eichenwald, wie er schreibt!) nicht genau schematisiert wiedergegeben. Denn es folgen, was nicht unwichtig ist, auf die schräg geschichteten gröberen Kiese und Sande an ihrer nahezu horizontalen Oberfläche erst noch eine flache Steinsohle und dann darüber horizontal liegende Sande, stellenweise mit Kreuzschichtung. Es ist hier also eine deutliche Diskordanz zwischen den Kiesen und Sanden darüber vorhanden.

Sodann hat genannter Verfasser die von mir s. Z. als die ersten Funde aus dem norddeutschen Glazialdiluvium beschriebenen beiden bearbeiteten Knochen und den „Schaber", obwohl er im Anfange des Aufsatzes (S. 489) angegeben hatte, daß er auch diese älteren Funde mit berücksichtigen wolle, in der übrigen Arbeit, wie in seinen „Schlußfolgerungen" zu erwähnen vergessen, obwohl gerade diese Funde doch wohl die wichtigsten sind.

Herr Wiegers hat dann noch nach vorheriger Erkundigung bei mir meiner früheren Darstellung hinzugefügt, daß die Sande der Eberswalder Profile kalkhaltig seien.

Indem er diese Eigenschaft als wichtig für die Entscheidung, ob interglazial oder nicht, betont, muß ich ihm auch widersprechen.

Wir leben ja, von diesem Gesichtspunkt betrachtet, auch sozusagen in einer Interglazialzeit. Und doch lehrt eine sorgfältige Untersuchung der heute zu Tage liegenden Sande, daß ihre Entkalkung in manchen Gebieten bisweilen erst ganz geringe Forschritte gemacht hat. Sie ist darin zunächst doch abhängig von dem ursprünglichen Grade des Gehaltes an Kalk. Sie kann durch reichliche Aufnahme von kalkfreiem Tertiärmaterial, wie dies z. B. einzelne Bohrungen nördlich von Eberswalde zeigen, gleich von vornherein Null sein und dann, wie dort, in einer und derselben Folge von Sanden kalkfreie Horizonte eingeschaltet enthalten. Sie ist aber auch abhängig von der Lage der Schichten im Gelände, von dem Porenvolumen des

Gesteins und seiner Körnung. Danach richtet sich auch der etwaige Eintritt und Durchgang des Grundwassers, denn auf dieses ist in vielen Fällen die (nachträgliche) Entkalkung interglazialer Schichten zurückzuführen.

Endlich spielt auch die Art der Pflanzendecke auf den Sanden eine entscheidende Rolle, ob die Entkalkung kaum merklich oder schneller vor sich geht.

Darum ist die Eigenschaft der Sande, ob sie kalkhaltig sind oder nicht, meist für die Entscheidung ihres interglazialen Alters bedeutungslos.

Herr Wiegers nimmt sodann anscheinend daran Anstoß, daß ich behauptet hatte, diese Eolithe (und natürlich nehme ich dasselbe auch für die bearbeiteten Knochen an) seien, wenn auch vielleicht nicht von weit her, an der Lagerstätte zusammengeschwemmt und zwar in interglazialer Zeit. Sie hätten aber keinen sehr weiten Transport durchgemacht, da sie zumeist scharfkantig geblieben seien. [1])

Hierbei möchte ich bemerken, daß ich auf Grund fortgesetzter Aufsammlungen und Beobachtungen, vor allem aber durch Studien am Rügener Kreidestrande, über die weiter unten noch zu reden sein wird, von den in meinem früheren Aufsatze erwähnten Eberswalder Eolithen nur noch einige als solche gelten lasse.

Für interglazial hielt ich die Kiese hauptsächlich, weil darin noch andere Knochen der großen Säuger vorkommen, sodann aber auch, weil man in dem Profil am Eichwerder schön beobachten kann, wie die mit einem einheitlichen Einfallen schräg geschichteten Kiese eine ebene Oberfläche bilden, die auf eine Unterbrechung in der Sedimentation zu deuten scheint. Denn auf ihr liegen nun diskordant, mit einer schwachen Steinsohle beginnend, die kiesigen Sande bezw. Sande, die das eigentliche Kieslager vom Oberen Geschiebemergel nach oben trennen. Diese Sande sind übrigens, wie man in früheren Jahren schön beobachten konnte, an der Westseite der Grube in wundervolle überkippte und liegende Falten unter dem Druck des darüber hinweggegangenen Inlandeises ausgewalzt, während die Kiese dabei keine Einwirkung erfahren haben.

Herr Wiegers macht dann die Bemerkung, daß ihm beim Feuerstein die Erscheinung, daß er nach längerem Wassertransport schöne, gerundete Formen annehme, nicht bekannt sei.

Ein Besuch der Rügener Kreideküste würde ihn unschwer

---

[1]) Ich will hier hinzufügen: und nur hin und wieder Spuren der Abrollung zeigen.

vom Gegenteil überzeugt haben. Hier besteht der Strand fast überall aus einer beinah ausschließlich oder doch vorwiegend von Feuersteinen gebildeten Geröllpackung. Diese Feuersteine sind fast alle deutlich abgerollt. Daß es nicht bei allen in demselben Maße der Fall ist, hat seinen Grund darin, daß verschiedene Entwicklungsstadien neben einander vorkommen. Bei der leider ständig fortschreitenden Zerstörung der Küste gelangt immer noch frisches Flint-Material aus der Kreide in den Bereich der Brandung, die es dann allmählich erst zurundet. Die Brandung zertrümmert also nicht in der Hauptsache die Flintknollen zu Splittern, sondern rollt sie ab. Dem entspricht es auch, daß zwischen diesen Geröllen Bruchstücke und Scherben gar nicht sonderlich häufig sind. Nur auf kurze Strecken, wo der Strand mehr kiesig wird, mehren sich diese Splitter und Scherben. Aber auch an ihnen zeigen sich die Spuren der Abrollung. Denn sie rühren sicher nur zum allerkleinsten Teil aus der Zertrümmerung von Flintknollen durch das Meer her. Vielmehr — und das scheint mir bisher nicht hinreichend beachtet zu sein — stammt dies Splitter- und Bruchstück-Material unmittelbar aus der zerstörten Kreide. Wie man nämlich an ihren Uferwänden überall einwandfrei beobachten kann, hat ein großer Teil der in der Kreide steckenden Flintknollen bei der Aufrichtung und Faltung der Kreide unter dem Einfluß des Inlandeis-Druckes eine Zertümmerung und Zersplitterung erfahren. Diese Teilstücke sind dann mit dem Niederbrechen der Kreidemassen ins Meer gelangt und hier durch einen natürlichen Seigerungsvorgang zu einem Kies angereichert worden, während das gröbere Material zu der erwähnten Geröllpackung sich anhäufte.

Aber man braucht nicht einmal so weit zu gehen. Auch die in unserm norddeutschen Diluvium so verbreiteten sog. Wallsteine, die, worauf ich übrigens in meinem letzten Aufsatz schon hingewiesen hatte, im Diluvialkies nur ausnahmsweise als Bruchstücke vorkommen, sind die Überreste eines (eocänen) Konglomerates. Sie zeigen wie der gleichfalls eocäne, englische puddingstone, die Erscheinung der Abrollung doch unzweideutig genug. Ein weiteres Beispiel sind die stellenweise im Diluvium des Niederrheins zahlreich auftretenden sog. Feuersteineier.[1])

[1]) Sie stammen übrigens wohl z. T. aus der Zerstörung der schwachen, wenig dichten Bank inmitten der mächtigen miocänen Glimmersande. Aber dies ist auch sicher nicht ihre ursprüngliche Lagerstätte. Ich habe einzelne auch im marinen Ober-Oligocän gefunden. Ich möchte nach Analogie mit dem norddeutschen und englischen Vorkommen vermuten, daß sie ebenfalls die Überreste eines eocänen Konglomerates bilden.

Auch vom Helgoländer Strand hat mein Freund W. Koert[1]) neuerdings Beobachtungen über die Abrollung von Feuersteinen veröffentlicht.

Wenn Wiegers alle diese Verhältnisse gekannt, bezw. berücksichtigt hätte, würde er sich vielleicht etwas vorsichtiger ausgedrückt und nicht einfach die gesamten Eolithen des norddeutschen Diluviums als auf natürliche Weise entstanden erklärt haben.

Sodann vermißt Herr Wiegers in den Eberswalder Ablagerungen die untrüglichen Zeugen der primären Fauna oder Flora eines gemäßigten Klimas.

Für mich waren die früher nicht so seltenen Funde von Knochen der großen diluvialen Säugetiere, die sog. Rixdorfer Fauna, von denen die Geschiebesammlung der Kgl. Forstakademie zu Eberswalde eine ganze Anzahl besitzt, hierfür maßgebend. Es befanden sich darunter auch die beiden von allen Sachverständigen als ganz zweifellos bearbeitet anerkannten Stücke, die ich schon im Jahre 1893 als erste derartige Funde aus dem norddeutschen glazialen Diluvium bekannt gemacht habe.[2])

Es ist aber nicht dieser Fundpunkt allein, sondern noch an mehreren anderen im weiteren Gebiete führen die Kiese diese Säugerreste, und zwar sind die äußersten dieser Örtlichkeiten etwa 20 km von einander entfernt. Das ist ein Umstand, der denn doch wohl zu Gunsten einer primären Fauna angeführt werden kann. Es ist aber sehr schwer zu entscheiden, ob eine derartige, in Kiesen eingebettete Wirbeltierfauna auf ursprünglicher oder sekundärer Lagerstätte liegt. Denn es kommen die verschiedensten Grade der besseren oder schlechteren Erhaltung der Knochen neben einander vor. Eine größere oder geringere Strecke müssen alle diese Skeletteile von ihrem ursprünglichen Platz verschwemmt sein, da sie sich ja in einem aus schnellströmendem Wasser abgelagerten Sediment (Kies) finden.

Wenn Wiegers kurzerhand diese Fauna als nicht primär bezeichnen zu können glaubt, ohne, wie schon erwähnt, die Verhältnisse an Ort nnd Stelle aus eigenem Augenschein zu kennen, so beweist das nur, daß ihm die Schwierigkeiten, die sich der

---

[1]) Meeresstudien und ihre Bedeutung für den Geologen. Naturwiss. Wochenschr. 1904, No. 31.

[2]) Ganz neuerdings habe ich unmittelbar vor der Abreise in mein Aufnahmegebiet noch einen dritten derartigen bearbeiteten Knochen von einem eifrigen Geschiebesammler, Herrn Superintendenten Stockmann aus der großen Kiesgrube am Bahnhof Eberswalde erhalten. Ich werde über das Stück an anderer Stelle weitere Mitteilungen machen.

Entscheidung dieser Frage entgegenstellen, gar nicht zum Bewußtsein gekommen sind. Selbst wenn aber auch die jene Knochen und Eolithen führenden Schichten jungglazial sind, was mir aus noch weiter auszuführenden stratigraphischen Gründen, wie ich eingangs schon betonte, wahrscheinlich geworden ist, so bleibt für die Funde selbst doch immer ein interglaziales Alter bestehen. Sie müssen dann aus zerstörten interglazialen Schichten stammen, denn es ist ganz undenkbar, daß in der Zeit des Eisrückganges in der nächsten Nähe des Eisrandes bereits wieder Tiere und Menschen gelebt haben sollten. Gerade mit dem allgemeinen Zurückweichen des Inlandeises müssen, wie ja auch unsere mächtigen geschichteten Terrassensande lehren, ganz bedeutende Wassermassen frei geworden sein. Und diese haben hier das ganze Vorgelände vor dem Eisrande weithin einheitlich überdeckt. Damit war aber eine Bewohnbarkeit durch Landtiere und Menschen unmöglich.

Zur Begründung meiner Auffassung über das jungglaziale Alter der Eberswalder Artefakte führenden Sande und Kiese will ich versuchen, hier in kurzen Zügen auf Grund zahlreicher im Laufe der Jahre gemachter neuer Beobachtungen eine Skizze von dem für unser Problem in Frage kommenden geologischen Aufbaue der Eberswalder Gegend zu geben. Ausführlicher gedenke ich in einer besonderen Arbeit den Gegenstand zu behandeln, da noch eine Anzahl von Begehungen für die hierfür geplante Karte nötig sind.

Unser Gebiet findet im N und S eine geologisch und orographisch natürliche Begrenzung durch zwei verschiedene, im großen und ganzen O—W verlaufende Endmoränenzüge. Der nördliche ist der zwischen Joachimstal, Chorin und Oderberg gelegene Abschnitt der bekannten sog. großen baltischen Endmoräne.

Unbekannt und in der Literatur unerwähnt war dagegen bisher die den Süden des Gebietes begrenzende Endmoräne. Sie bildet eine ältere Rückzugsstaffel des Inlandeises als die Joachimstal-Oderberger Stillstandslage, auf die ich daher hier zunächst kurz eingehen möchte.

Auf den ersten Blick könnte es befremdlich erscheinen, daß bei der geologischen Kartenaufnahme ein solcher für den geologischen Aufbau und das Verständnis der Gegend so wichtiger Zug nicht erkannt sein sollte. Aber wenn wir uns vergegenwärtigen, daß die Aufnahme dieser Blätter bereits Anfang der achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts erfolgt ist, zu einer Zeit, als man erst begonnen hatte, die typischen Endmoränen im norddeutschen Diluvium kennen zu lernen und dar-

zustellen, so wird das Übersehen dieses Zuges für die damalige Zeit wenigstens begreiflich. Man glaubte damals noch, daß die Blockpackung die wesentlichste Eigenschaft der Endmoräne sei, und man kannte in reiner Sandfazies entwickelte Bildungen (sog. Kames) noch nicht. So wurden denn solche Gebilde auf den älteren Karten bisweilen als Dünen aufgefaßt.

Man sollte nach den auf den älteren Blättern der Berliner Gegend scheinbar reichlich vorhandenen Dünen erwarten, daß sie auch sonst bei dem Sandreichtum in großer Ausdehnung zu finden seien. Wer aber durch langjährige Beobachtung im Gelände Gelegenheit gehabt hat, größere Diluvialgebiete verschiedener Gegenden eingehend kennen zu lernen, der wird die unter obiger Voraussetzung auffällig erscheinende Tatsache bestätigen, daß die Dünenbildung auch in ausgedehnten Sandgebieten sowohl der Fläche wie der Masse nach meist außerordentlich geringfügig auftritt. Eine unserer größten Sandflächen ist wohl das Gebiet der Johannisburger Heide im südlichen Ostpreußen, von der eine ganze Anzahl Blätter bereits veröffentlicht sind. Wie unbedeutend und an Zahl und an Masse ganz zurücktretend sind hier die Dünen!

Und ebenso verhält es sich mit vielen andern kleineren Sandgebieten in andern Gegenden. Auf den großen Sand-Flächen der alten Terrassen sucht man häufig ganz vergeblich nach Dünen, und wenn wirklich solche vorhanden sind, sind es meist unscheinbare, morphologisch kaum hervortretende Bildungen.

Diesen südlichen, bisher also nicht bekannten Endmoränenzug habe ich von Freienwalde aus nach W verfolgt. Er bildet hier zwischen genannter Stadt und den Orten Falkenberg und Cöthen den durch starken Wechsel in den Höhenunterschieden, durch malerische Schluchten und steile Rücken und Kuppen im Verein mit einer prächtigen Waldbedeckung ausgezeichneten steilen Südrand des Oderbruches und einen Teil der sog. Märkischen Schweiz. Auf Einzelheiten will ich mich hier, wie gesagt, nicht einlassen, sondern verweise auf die schon oben angekündigte, spätere, von einer Karte begleitete Arbeit. Meist besteht dieses Gebiet oberflächlich aus Sandmassen, die noch Blöcke und Geschiebe führen, aber es beteiligt sich auch Geschiebemergel daran und das Oligocän und Miocän, deren schon durch G. Berendt[1]) früher bekannt gemachten vielfachen Störungen, Stauchungen und Aufpressungen in diesem Gebiete durch die Endmoränen bedingt sind. Es sind dies ja aus andern Endmoränenzügen schon bekannte Erscheinungen. Von Cöthen wendet sich die Endmoräne dann in NW-Richtung allmählich breiter werdend, aber

[1]) Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Berlin 1885, S. 368.

dadurch an Höhe und einheitlicher Wallform verlierend durch den Cöthener und Hohenfinower Wald, über Vorwerk Maxberg und dann durch den Tramper und Eberswalder Wald südlich von Tornow herum hart an Sommerfelde heran auf Eberswalde zu. Unter den Oberflächenformen herrschen hier die in der Ost-West-Richtung gestreckten Rücken vor. Fast ausschließlich sind es Sande, die bald steinarm bis steinfrei sind, bald auch wieder vereinzelte größere Geschiebe und Blöcke führen. Nur untergeordnet beteiligt sich Geschiebemergel an dem Aufbau und vereinzelt auch Kies.

Es hat hier wohl ein langsames Zurückweichen des Eisrandes stattgefunden, wodurch sich die ansehnliche Breite der Endmoräne erklärt. Auch für solches Anschwellen einzelner Bogenteile zu ungewöhnlicher Breite liegen ja aus anderen Gebieten (z. B. Masuren) genug Beispiele vor.

Übrigens genau parallel mit diesem Bogenstück Cöthen-Eberswalde ist der entsprechend nördlich gelegene Abschnitt der nächstjüngeren Endmoräne zwischen Niederfinow und Chorin.

Die Endmoräne tritt in einzelnen Kuppen dicht vor Eberswalde bis an den Waldrand der sog. Oberheide heran und läuft dann wieder zunächst in westlicher und dann südwestlicher Richtung umbiegend mit einem schön ausgeprägten Innensteilrand südlich vom Schützenhause und Gesundbrunnen weiter und östlich an Spechtshausen vorbei. Nördlich von Schönholz nimmt er dann wieder rein westliche Richtung an und verliert an Breite, aber gewinnt dafür allmählich an Höhe, so daß ihn die Stettiner Bahn nördlich von Melchow bereits in mehreren, recht ansehnlichen Wallrücken durchschneidet. Sie wendet sich dann weiter nach W nördlich an Biesenthal vorbei, wo wir sie hier einstweilen verlassen wollen. Auch dieser zuletzt genannte Abschnitt besteht fast ausschließlich wieder aus Sanden.

Dies möge genügen, um in großen Zügen einstweilen hier den Verlauf der südlichen Endmoräne zu zeichnen. Er gestaltet sich im einzelnen noch etwas verwickelter dadurch, daß von diesem Hauptzuge noch Nebenäste abzweigen. Doch daraut wird in der späteren Arbeit weiter einzugehen sein.

Zwischen diesen beiden Endmoränen im N und S liegt nun das Gebiet der im Eingange dieses Aufsatzes besprochenen Fundorte von Menschen bearbeiteter Gegenstände aus Knochen und Stein.

Rein orographisch betrachtet ist es im allgemeinen eine große, flache, muldenartige Hohlform, die in der Literatur immer als ein Abschnitt des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales bezeichnet wird. Da aber dieser Talverlauf in seinen Fortsetzungen

doch noch erst durch eingehendere Aufnahmen einer Klarstellung bedarf, so scheint es mir einstweilen richtiger, von einem Seebecken zwischen den beiden Endmoränen zu sprechen, denn ein Flußlauf vermag nun und nimmermehr kilometerbreite Terrassenflächen eingeebneter Sande zu schaffen, wie sie hier und anderswo in manchen Strecken der sog. Urstromtäler vorhanden sind. Das kann nur die gleichmäßig wirkende Wellenbewegung eines verhältnismäßig flachen Seebeckens.

Diese Hohlform war bereits vorhanden, ehe der Obere Geschiebemergel in ihr zur Ablagerung kam. Denn dieser, der die Grundmoränenlandschaft zu der südlichen Endmoräne bildet, zieht sich in dieses Becken von der Hochfläche[1]) hinein. Er ist wohl als ziemlich zusammenhängende, wenn auch einzelne Lücken aufweisende Decke in ihm vorhanden. An manchen Stellen ist er wohl ursprünglich nicht oder nur als ganz schwache Schicht zur Ablagerung gekommen oder auch durch Auswaschung wieder zerstört worden, wie sich dies an Bohrungen z. B. im Bereiche der Stadt zeigt. Seine Mächtigkeit unterliegt oft schnellen Schwankungen. So bewegt sie sich in dem Profil am Eichwerder zwischen 0,5 bis etwa 2,5 m. Etwa 800 m südwestlich von hier zeigt die Bohrung Nr. 8 für die städtischen Wasserwerke 5,5 m Geschiebemergel unter einer Sanddecke von nur 0,5 m. Auch der in der Nähe, aber im Gelände tiefer liegende Aufschluß am oberen Ende der Moltkestraße ließ eine noch größere Mächtigkeit vermuten. Er ist hier aber nicht durchbohrt. Diese Schwankungen lassen sich vielleicht so erklären, daß der Obere Geschiebemergel bald als eine einheitliche Bank von größerer Stärke auftritt, bald in zwei getrennt ist. Es ist dies eine Ausbildung, die ja auch anderweitig nicht selten beobachtet ist. Die obere, hier schwächere Bank würde dem der Decke am Eichwerder Profil, die untere Hauptbank, dem dort im Liegenden unter den feinen Spatsanden auftretenden Geschiebemergel entsprechen. Aber es ist auch denkbar, wenn auch jetzt vielleicht weniger wahrscheinlich, daß der Obere Geschiebemergel hier in der Nähe der Endmoräne im Randgebiete des Eises eine schnell wechselnde Mächtigkeit erhielt. Dann würde die Decke am Eichwerder Profil den ganzen Oberen Geschiebemergel vertreten.

---

[1]) Unverständlich ist die Berendt'sche Darstellung auf Blatt Eberswalde. Hier wird der auf der Hochfläche südlich der Stadt unter einer Decke von Sand vielfach erbohrte Geschiebemergel in der Tramper Forst ganz richtig zum Oberen, nördlich davon aber zum Unteren gestellt, obwohl aus den Bohrungen deutlich der Zusammenhang hervorgeht. Natürlich ist es alles Oberer Geschiebemergel und dementsprechend muß auch der Sand Oberer Diluvialsand werden.

In den Profilen der Wasserbohrungen nördlich der Stadt zeigt sich in einigen auch eine dünnere ober Bank, die zwischen 2 bis 3 m Stärke schwankt und sich auch fast genau in derselben Höhenlage über NN hält. In Nr. 17 folgt dann mit 10 m Oberkante über NN eine mächtigere untere Bank. In den anderen fehlt sie. Dort tritt der Obere Geschiebemergel als ein einziger geschlossener Horizont auf.

In dem einen Profil (Nr. 13), das bis ins Tertiär[1]) hinabgekommen ist, ist nur ein einziger Geschiebemergel vorhanden. In einem andern, schon oben erwähnten (Nr. 17) ist die Hauptzone in 5 verschiedene Zonen durch Zwischenschaltungen aufgelöst.

Auch in Bohrung Nr. 8 auf der Südseite der Stadt, die vorhin schon angeführt wurde, sind 4 Geschiebemergelhorizonte durchsunken, von denen die beiden mittleren nur je 1 m mächtig sind. Es ist darum eine sichere Entscheidung, was noch zum Oberen Geschiebemergel zu rechnen ist und was schon zum Unteren, einstweilen noch nicht möglich. Vielleicht gelingt es durch eine Reihe tieferer, bis auf das Tertiär hinabreichender Bohrungen später einmal. Sie müssen von N nach S über unser Gebiet angeordnet sein, um Aufschluß geben zu können.

In dem eingangs erwähnten Profil, das bei der Durchlegung einer neuen, zur Viktoriastraße parallelen Straße geschaffen wurde, tritt eine Geschiebemergelkuppe in dem Abhange zur Kaiser Friedrichstraße auf. Die Kiese überlagern sie dort, während sie selbst hier nur unmittelbar von Talsand überdeckt werden. Das spricht für ein jungglaziales Alter der Kiese. Allerdings liegt in der Fortsetzung des Zuges das früher von mir beschriebene Profil der Viktoriastraße, in dem sich über die an die Kiese anstoßenden Sande eine Geschiebemergeldecke legt. Der neue Straßendurchstich hat mich jedoch zu der Überzeugung gebracht, daß den Kiesen doch nur ein jungglaziales Alter zukommt.

Daß über das Alter der Kiese denn doch nicht bloß nach dem Hörensagen, wie Herr Wiegers dies tut, zu entscheiden ist, zeigt auch das Urteil von H. Schröder[2]). Er hat auf dem von ihm aufgenommenen Blatt Oderberg ebenfalls in einer diluvialen Terrasse gelegene Kieslager, die auch Reste der bekannten Wirbeltierfauna führen, aber nicht unmittelbar von Geschiebemergel überlagert sind. Auf Grund aller im Gebiete gemachten Beobachtungen kommt nun auch Schröder zu der Auf-

[1]) Falls es sich nämlich um anstehendes Tertiär und nicht bloß um eine Scholle im Diluvium handelt, was erst durch weitere Bohrungen entschieden werden kann.

[2]) Eine große Felis-Art aus märkischem Diluvium. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XVIII, 1897, S. 26.

fassung, daß diese Kiese entweder noch interglazial oder schon jungglazial sind. Die Entscheidung darüber muß er offen lassen, wenn er auch zu der letzteren Annahme hinneigt. Aber auch er ist der Ansicht, daß dann die Wirbeltierreste aus zerstörten Interglazialschichten stammen.

Dasselbe gilt auch für die Eberswalder Gegend. Die in den Kiesen zusammen mit andern diluvialen Knochen gefundenen, von Menschen bearbeiteten Stücke, die ersten Funde, die aus dem norddeutschen glazialen Diluvium bekannt geworden sind, müssen ebenso wie die dort gefundenen Eolithen interglazialen Alters sein, wenn auch die sie heute einschließenden Kiese jungglazialen Alters sind.

Anhangsweise möchte ich nur noch einige kurze Bemerkungen zu den Ausführungen des Herrn Wiegers über die Eolithen hinzufügen, da von berufenerer Seite[1]) inzwischen (nach Niederschrift meines Aufsatzes) eingehendere Erörterungen erschienen sind. An neuen Beobachtungen bringt W. nichts. Dagegen gibt er, um den ihm offenbar unbequemen Begriff Eolith zu beseitigen, ihm einen andern Sinn: (a. a. O. S. 507 Anm. 2): „Ich gebrauche die Ausdrücke „eolithisch“ und „paläolithisch“ nicht mehr wie früher im ausschließlich zeitlichen Sinne, sondern verstehe unter Eolithen die nur benutzten, unter Palaeolithen die gewollten, systematisch bearbeiteten Formen“.

Nun hat er aber in einem früheren Aufsatze[2]) gesagt: „Bei Rutot ist der Begriff klar und präzis gefaßt, bei Hahne wird er unklar dadurch, daß er das zeitliche (stratigraphische) Moment eliminiert und nur das kulturelle Moment übrig läßt“. Herr W. hätte besser getan, sich auf diese anthropologische Seite der ganzen Frage nicht einzulassen. Denn nun wird ihm von dort aus mit Recht derselbe Vorwurf gemacht, daß man „derart doch nicht mit den Ergebnissen der anthropologischen Forschung umspringen dürfe“, wie er ihn inbezug auf die geologischen Ergebnisse den Anthropologen entgegengehalten hatte.

Die Beobachtungen von Boule an den Kreidemühlen hat Wiegers, der gar keine Gelegenheit genommen hat, sie nachzuprüfen, als entscheidend hingenommen. Für den sachlich und ruhig Prüfenden sind diese „Beweise“ aber denn doch durchaus anfechtbar. Die Vorgänge in den Mühlen enthalten nicht bloß rein natürliche Momente, sondern es sind durch die Ketten und

---

[1]) H. Hahne in: Zeitschrift f. Ethnologie 1906, Heft 3, S. 1024—1035.

[2]) F. Wiegers: Entgegnung auf Herrn Blankenhorns Bemerkungen usw. (Diese Zeitschr. 1905. Monatsber. No. 2. S. 85.)

Eggen menschliche Eingriffe hinzugefügt, für die es bei der Entstehung in der freien Natur eben kein Analogon gibt.

H. Hahne hat sich als erster bereits auf dem Salzburger Anthropologen-Kongreß (1905) mit berechtigten Einwänden gegen diese Beweisführung aus den Erzeugnissen der Kreidemühlen gewendet.

Auch Verworn[1]) hat diese Gesichtspunkte inzwischen ja betont. (Corresp. Bl. d. Deutsch. Anthropolog. Ges. 1905, No. 10.)

In einer unlängst erschienenen Arbeit hat H. Hahne[2]) dann die Ergebnisse seiner Nachprüfungen der Erzeugnisse der Kreidemühlen auf Rügen zur Darstellung gebracht und daraufhin die Boule'schen Untersuchungen als nicht einwandfrei in ihren Schlüssen zurückgewiesen.

Von englischer Seite hat Bennett[3]) auch in einem neueren Aufsatze die Vorgänge in den Kreidemühlen vorurteilsfrei untersucht. Er kommt dabei ebenfalls zu anderen Schlüssen wie Boule. Ich will hier nur das eine hervorheben, daß die Flinte, die die ganze Zeit des Versuches (2 Tage) in der Mühle waren, in ihrer unteren Schicht, wo sie nicht in den Bereich der Eggen gekommen waren, als fast vollkommen glatte Kugeln herauskamen, während die oberste Schicht, die in den Bereich der Eggen geriet, zu Pseudo-Eolithen wurde.

Nach Ansicht des Verfassers rundet die Mühle wie die See viel mehr als sie formt, und sie entstellt so manche Feuersteine, die vorher in eine bestimmte Form gesprungen waren.

Meine eigenen Beobachtungen, die ich auf Rügen angestellt habe, ergänzen die der vorgenannten Forscher. Ich hatte schon weiter oben betont, daß in der Rügener Kreide schon in situ vielfach eine Zersplitterung und Zerbrechung der Feuersteine infolge der Faltungen und Pressungen durch das Inlandeis eingetreten ist[4]). Dazu kommt dann noch das durch die Pickel der Arbeiter beim Loshauen der Kreide beschädigte Flintmaterial.

---

[1]) Zur Frage der ältesten Steinwerkzeuge (Umschau 1906, No. 7.)

[2]) Über die Beziehungen der Kreidemühlen zur Eolithenfrage. (Zeitschr. f. Ethnologie 1905. Heft 6.)

[3]) Machine made implements (Geolog. Mag. Dec. V. 3. No. 2/3 1906).

[4]) Diese Tatsache bringt mich zu der Überzeugung, daß ein großer Teil der in unsern Diluvial-Kiesen enthaltenen Feuersteintrümmer bereits als solche aus der Zerstörung der Kreide in das Diluvium gelangt sind. Hier erfuhren sie dann bei Wassertransport eine Abrollung.

In dem Kreidelager selbst wäre nach meiner Ansicht die einzige Möglichkeit gegeben, daß durch den gewaltigen Druck und die Pressungen der Eismassen bei der Zerbrechung und Zersplitterung der Feuersteine Lamellen mit Druckmarken entstehen könnten, wenn es mir auch bisher nicht gelungen ist, solche darin zu finden

Es gelangt daher, da alle erkennbaren größeren Stücke vorher möglichst ausgelesen werden, in der Hauptsache schon Trümmermaterial in die Kreidemühlen hinein. Die aber nicht zerbrochenen oder vorher nur wenig beschädigten Flintknollen zeigen bei ihrer Herausnahme aus der Kreidemühle eine deutliche Abrollung und Bestoßung (die kleinen, meist wie Fingernägel-Eindrücke aussehenden Marken, wie sie die Flintgerölle am Strande und die Wallsteine usw. ebenfalls zeigen.)

Wenn man ein natürliches Analogon zu den Vorgängen in den Kreidemühlen finden will, so hätte man dies für unsere Verhältnisse, nicht wie Wiegers will, in den Abschmelzwässern der Gletscher, sondern in den Gletschermühlen bis auf die so wichtigen und eine völlige Gleichsetzung darum verhindernden eisernen Gerätschaften, „das menschliche Element", der Kunstmühlen zu suchen.

Nicht ohne Belang ist es übrigens, wie hier nebenbei erwähnt sei, daß die eigentümliche, pfriemenartige Form, die sich unter unsern Eolithen mehrfach gefunden hat, auch in Südafrika neben zweifellosen Artefakten beobachtet ist. In einer Arbeit von Johnson[1]), deren Korrekturabzug ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Berghauptmann Schmeisser verdanke, sind 2 derartige Typen abgebildet.

Zum Schlusse meines Aufsatzes möchte auch ich noch einmal den Wunsch aussprechen, sich durch praktische Mitarbeit an der Eolithen-Frage zu betätigen und nicht durch theoretische Spekulationen, für welche die Zeit noch nicht gekommen ist. Nur durch sorgfältige Sammlung und Prüfung neuen Beobachtungsmaterials, das einer umfangreichen Vermehrung noch bedarf — sollen nicht alle allgemeineren Betrachtungen darüber in der Luft schweben — kann diese für das Diluvium so belangreiche Frage eine Förderung erfahren.

---

[1]) Stone implements from Bulawayo and the Victoria-Falls. (Proceed. Geol. Soc. of S. Afrika, read 30 th Okt. 1905.)

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 8/10. **1906.**

Einundfünfzigste allgemeine Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Koblenz.

Protokoll der Sitzung vom 9. August 1906.

Die Sitzung wurde eröffnet durch Begrüßungsansprachen der Geschäftsführer des Ortsausschusses, der Herren Seligmann und Follmann.

Als Vorsitzender für den ersten Sitzungstag wurde auf Vorschlag des Herrn Seligmann durch Zuruf Herr v. Koenen gewählt.

Darauf folgten Begrüßungsreden des Herrn Regierungsrat Heintzmann als Vertreter des Herrn Oberpräsidenten, des Herrn Beigeordneten Prentel als Vertreter des Herrn Oberbürgermeisters der Stadt Coblenz, und des Herrn Professor Voigt als Vertreter des naturhistorischen Vereins der preußischen Rheinlande und Westfalens.

Der Vorsitzende dankt im Namen der Gesellschaft.

Auf Vorschlag des Vorsitzenden wurden zu Schriftführern für die Tagung die Herren Wunstorf, Siegert, Koehne gewählt.

Der Vorsitzende teilt mit, daß die Gesellschaft seit der letzten Sitzung durch Tod die Herren:

v. Richthofen-Berlin,
v. Fritsch-Halle,
Schellwien-Königsberg,
G. Müller-Berlin

verloren hat. Die Versammlung erhebt sich zu Ehren der Verstorbenen von den Sitzen.

Als neue Mitglieder werden angemeldet die Herren:

1. Herr cand. geol. Fenten, Assistent am geol.-palaeontolog. Institut der Universität Bonn, vorgeschlagen durch die Herren Pohlig, Krantz, Follmann,
2. Herr cand. geol. Georg Schindehütte, Assistent am geolog.-palaeontolog. Institut der Universität Marburg, vorgeschlagen durch die Herren Kayser, Lorenz, Drevermann,

3. Herr Dr. Landwehr, Bielefeld, vorgeschlagen durch die Herren v. Koenen, Rauff, Wahnschaffe,
4. Herr Markscheider Wachholder, Düsseldorf, vorgeschlagen durch die Herren Krusch, Siegert, Wunstorf,
5. Herr Professor van Bemmelen, Delft, vorgeschlagen durch die Herren Steinmann, Walther, Molengraaf.

Der Vorsitzende teilt mit, daß einige z. Z. in Deutschland als Gäste des Vereins deutscher Eisenhüttenleute weilende Mitglieder des American Institute of Mining Engineers eingeladen sind, an der Versammlung als Gäste teilzunehmen. Hierauf folgten einige kurze geschäftliche Mitteilungen betr. Exkursionsteilnehmerlisten etc. Ferner wird bekannt gegeben, daß der naturhistorische Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens in dankenswerter Weise den Teilnehmern der Versammlung die vom Verein herausgegebenen Veröffentlichungen zu ermäßigten Preisen überläßt. Herr Verlagsbuchhändler Nägele stellt eine Anzahl Exemplare der Zeitschrift „Aus der Natur“ den Teilnehmern zur Verfügung.

Hierauf erteilt der Vorsitzende Herrn Joh. Walther das Wort zu seinem Vortrag über den Gang der Erdgeschichte.

Herr **Steinmann** erwiderte Folgendes:

Er begrüße es freudig, daß auch ein Thema von allgemeiner Bedeutung auf der Versammlung erörtert werde, vermöge aber dem Vorredner gerade in den Grundzügen seiner Auffassung nicht zuzustimmen. Die heroischen Zeiten der Erdentwickelung, die Anastrophen, die H. Walther zu erkennen glaubt, gelten ihm nicht als ungewöhnliche Erscheinungen, sondern nur als normale Vorgänge, die nur dem auffällig vorkommen, der gewisse, sehr einfache, zugleich aber sehr bedeutsame Tatsachen nicht entsprechend würdigt. Unsere Kenntnis von dem Gange der Erdgeschichte beruht auf der unvollständigen Kenntnis eines kleinen Stückes der Erde, ein wenig mehr als $^1/_4$ der gesamten Erdoberfläche. Allein der pazifische Ozean deckt ein größeres Gebiet, als alle Festländer zusammen. Was sich in den unserer Kenntnis zunächst gänzlich verschlossenen Gebieten im Laufe der Zeit zugetragen hat, wissen wir nicht, wir sollten uns daher hüten, auf unserer Unkenntnis Schlüsse von allgemeiner Bedeutung aufzubauen, die in jedem Augenblicke durch neue Funde hinfällig werden können.

Was uns als ein Aufflammen der organischen Entwickelung, als eine Umprägung der organischen Typen erscheint, dürfte doch in Wirklichkeit nichts anderes sein, als der Ausdruck biologischer Transgressionen, die sich im Anschluß an geologische Trans-

gressionen vollzogen haben, die aber den eigentlichen Gang der organischen Entwickelung nicht berühren. Solange wir die Geschichte der einzelnen Tier- und Pflanzengruppen nur bruchstücksweise kennen, können wir eben auch nicht unterscheiden zwischen Zufälligkeiten und Gesetzmäßigkeiten der Entwickelung.

Redner verweist auf die ungewöhnlich starke Ausbreitung und die Individuenfülle der Gattung *Productus* zur Karbon- und Permzeit, die sich ungezwungen erklärt, wenn wir annehmen, daß die Meerestransgression des Karbons von solchen Gebieten ausging, in denen die Vorläufer, *Productella*, lebten und daß die Producten in den neugebildeten Meeren der Karbonzeit besonders gut prosperierten. Kennten wir zufällig die devonischen Vorläufer nicht, so würde uns das plötzliche Auftreten im Karbon ebenso unerklärlich vorkommen, wie in so vielen anderen Fällen.

In dem Maße, als wir die Randgebiete des Stillen Ozeans kennen lernen, tritt die Bedeutung dieser Region für die Entwicklung der organischen Welt hervor. Unsere Perm- und Triasformen sind ja im wesentlichen nur Apophysen der pazifischen Lebewelt. Auch später, z. B. zu Beginn der Jurazeit, sehen wir von dort neue Tierformen zu uns kommen, z. B. die *Pugonia*, die im Lias der südamerikanischen Kordilleren schon häufig sind, während sie in Europa erst zur Doggerzeit sich reichlich zu entfalten beginnen. Auch das Geheimnis der Säugerentwickelung wird vom pazifischen Gebiete verhüllt. Abgeschlossen und selbstständig hat sich in Patagonien eine Säugerfauna während der Tertiärzeit entwickelt und erst zu Beginn der Diluvialzeit ist sie mit der nordamerikanischen durchsetzt worden. Aber die vortertiären Vorfahren der patagonischen Säuger, die auf einer Festlandsmasse im SO des pazifischen Gebietes gelebt haben, sollten wir doch erst kennen lernen, bevor wir von besonderen Umprägungsperioden sprechen.

Redner vermag auch nicht einzusehen, inwiefern die kambrische Fauna die Anzeichen der Degeneration aufweist. Manche von Walther erwähnte Tatsachen sind ihm neu; er wäre z. B. sehr neugierig zu wissen, wo die Vorläufer der Nummuliten zur Trias- und Kreidezeit gelebt und wie sie ausgesehen hätten.

An der Debatte beteiligen sich ferner die Herren Pompeckj, Joh. Walther, Denckmann.

Herr **E. Kayser** legte vor und besprach einige **Fossilien aus dem alten Gebirge der Umgebung von Marburg.** Zur Vorlage kommen:

1. Silurkalk (?) von Hermershausen. Zusammen mit Goniatiten (*Aphyllites*, *Anarcestes*) und Trimerocephalen fanden sich hier

zahlreiche Schwänze eines anscheinend neuen Trilobiten. Durch die lange schmale spitz endigende Spindel und die glatten Seiten erinnern diese Schwänze sehr an *Asaphus*, wenn auch eine wirkliche Verwandtschaft mit diesem sehr unwahrscheinlich ist. Erst die Auffindung von Köpfen wird über die generische Stellung dieser merkwürdigen Schwänze Licht verbreiten.

2. Hercynische Kalkgrauwacke von Hermershausen. Aus diesem bisher einzigen Hercynvorkommen des rheinischen Schiefergebirges außerhalb des Kellerwaldes stammen große schöne Exemplare von *Spirifer togatus* Barr. und *Leptagonia Bouéi* Barr.

3. Kalkige Schieferbreccie des Culm von Königsberg im Biebertale. Aus diesem dem belgischen Visé-Horizonte angehörigen Gestein wurden vorgelegt eine große gut erhaltene Klappe von *Productus giganteus* und ein z. T. noch mit Kalkschale versehenes großes Exemplar von *Spirifer striatus*.

An der Debatte beteiligen sich die Herren Denckmann und Em. Kayser.

Der Vorsitzende teilt mit, daß Herr C. Schmidt-Basel zur nächsten allgemeinen Versammlung die Gesellschaft nach Basel eingeladen hat, sowie zu einer Vorexkursion in den Schwarzwald und den Schweizer Jura und zu einer größeren Nachexkursion in die Alpen und zwar zum Vierwaldstädtersee, nach Brünig — Inertkirchen — Grimsel — Oberwallis, in das Simplon-Gebiet, nach den Vispertälern, Zermatt usw.

Nachdem durch Zuruf zum Vorsitzenden der Sitzung am Freitag Herr Em. Kayser gewählt worden ist, wurde die Sitzung um 12 Uhr geschlossen.

v. Koenen.

Protokoll der 2. Sitzung am Freitag, den 10. August.

Herr Em. Kayser eröffnet um $10^1/_4$ Uhr die Sitzung. Als neue Mitglieder sind angemeldet:

1. Herr cand. geol. Rutten, Utrecht, Burgstr. 70, vorgeschlagen durch die Herren Oebbecke, Salomon, Wichmann,
2. Herr Dipl.-Ing. Prentzel, München, vorgeschlagen durch die Herren Leppla, Oebbecke, Weber.

Als Vorsitzender für die Sitzung am Sonnabend wird durch Zuruf Herr Baltzer gewählt.

Herr Erich Kaiser macht einige geschäftliche Mitteilungen betr. die Exkursionen nach der Versammlung.

Herr Oebbecke macht folgende Mitteilung:

Das Deutsche Museum in München enthält eine Abteilung für Mineralogie und Geologie, welche den Zweck verfolgen soll, zu zeigen, in welcher Weise sich die Kenntnis in diesen Wissenschaften historisch entwickelt hat und welche Beziehungen zwischen genannten Wissenschaften und der Technik, Industrie, Landwirtschaft usw. bestehen. Seitens der Vorstandschaft des Deutschen Museums wird die Deutsche geologische Gesellschaft dringend eingeladen, sich an der Ausgestaltung der mineralogisch-geologischen Abteilung zu beteiligen und ihre Mitglieder aufzufordern, durch Rat und Tat die Zwecke des Museums zu fördern bezw. eine ständige Vertretung der Gesellschaft im Vorstande des Deutschen Museums vorzusehen. Es wäre zunächst wünschenswert, mitzuteilen, welche Instrumente, Apparate, Karten, Reliefs, historische Dokumente usw. (ev. unter Wahrung des Eigentumsrechts der betr. Institute, Gesellschaften oder Personen) dem Museum überlassen werden können. Es sind zunächst in Aussicht genommen:

1. Darstellung der Entwickelung unserer Kenntnis betr. der Bestimmung der Eigenschaften der Mineralien und Gesteine (durch die entsprechenden Apparate usw.), krystallographische, physikalische und chemische Eigenschaften der Mineralien, Trennungsmethoden, mechanische, elektromagnetische etc. Herstellung der mikroskopischen Präparate etc.,
2. Entwickelung unserer Kenntnis des organischen Lebens auf unserer Erde,
3. Darstellung unserer Kenntnis der Erde erläutert durch geologische Karten, Profile, Bohrprofile, Reliefs in den charakteristischen Entwickelungsstadien,
4. Darstellung unserer Kenntnis von der Gestalt und Oberfläche unserer Erde durch Bilder und Belegstücke oder Modelle (Einwirkung der Atmosphärilien, Vulkanismus, Erdbeben, Gebirgsbildung),
5. Darstellung von landschaftlichen Rekonstruktionen unter Berücksichtigung der Tiere, Pflanzenwelt früherer geologischer Zeiten.

Auf Vorschlag des Herrn Fraas wird Herr Oebecke mit der Vertretung der Gesellschaft in dieser Angelegenheit betraut.

Hierauf wird unter großem Beifall die in der Sitzung am Donnerstag bekannt gegebene Einladung des Herrn C. Schmidt, als Tagungsort für die nächste allgemeine Versammlung Basel zu wählen, angenommen. Herr C. Schmidt wird zum Geschäftsführer gewählt.

Herr **Steinmann** spricht über **Diluvium in Südamerika** unter Vorführung von Lichtbildern.

Für die Lösung wichtiger Fragen der Diluvialgeologie ist kein zweiter Kontinent in gleichem Maße geeignet wie Südamerika, denn nur dieses enthält ein Gebirge, das sich mit bedeutender durchschnittlicher Erhebung ohne Unterbrechung von hohen Breiten der Südhalbkugel (56 ° S. B.) über den Äquator hinweg bis zu 10 ° N. B. erstreckt. Dieser Umstand gestattet ein schrittweises Verfolgen der diluvialen, ganz besonders der glazialen Erscheinungen im Hochgebirge unter stetig wechselnder Breite im Bereiche beider Halbkugeln. Zugleich ermöglicht es der meridionale Verlauf der Kordillere, von der die Eismassen gegen O und W abgeflossen sind, die gegenseitigen Lagenbeziehungen zwischen den glazialen und fluvioglazialen Absätzen einerseits und den äologlazialen andererseits unzweideutiger festzulegen als auf der Nordhalbkugel. Denn hier verlaufen die Gebirge größtenteils in der Richtung der Breitengrade und die Inlandeismassen der Diluvialzeit haben sich hier vorwiegend in der Richtung vom Pol zum Äquator bewegt.

Wollen wir die Diluvialbildungen Südamerikas mit denen der Nordhalbkugel vergleichen und aus diesem Vergleiche Folgerungen von allgemeiner Bedeutung ziehen, so haben wir vor allem festzustellen, ob sich die wichtigsten Klassen der kontinentalen Absätze, die wir auf der Nordhalbkugel unterschieden haben, dort wiederfinden, weiterhin ob und inwieweit sie bezüglich ihrer Erscheinungsform und ihrer Gliederung in beiden Gebieten übereinstimmen. Das wären, wenn wir von den marinen Bildungen absehen, die folgenden vier Hauptgruppen, die ich als glaziale, fluvioglaziale, limnoglaziale und äologlaziale unterscheide. Bisher hat man wesentlich nur den glazialen Bildungen einige Aufmerksamkeit geschenkt, über die anderen sind wir noch wenig genau oder gar nicht unterrichtet. Aber ihre Bedeutung ist gerade für die Probleme allgemeiner Natur erheblich, und darum hatte ich auf meiner letzten Reise, die ich mit Unterstützung der Gr. Badischen Regierung und in Begleitung der Herren Dr. Hoek und † Dr. v. Bistram vor drei Jahren unternommen habe, auf diese Erscheinungen meine besondere Aufmerksamkeit gerichtet. Zur Vervollständigung des Gesamtbildes beginne ich mit einem Überblick über

1. Die glazialen Bildungen,

die wir über einen sehr großen Teil des bolivianischen Hochlandes hinweg, ferner in Mittelperú, untergeordnet auch in Chile

und Argentinien untersucht haben. Ich darf nicht unerwähnt lassen, daß gerade an dem Studium der glazialen und fluvioglazialen Bildungen in Bolivia und Perú sich meine beiden Begleiter, i. B. Herr Dr. Hoek, lebhaft und erfolgreich mit beteiligt haben.

Schon auf den Expeditionen der Astrolabe und der Beagle, welche im 1. Drittel des vorigen Jahrhunderts die Südspitze des Kontinents durchforschten, wurde durch Grange und Darwin festgestellt, daß Geschiebelehm und erratische Blöcke im Tieflande Südpatagoniens, im Feuerlande und an der Westküste bis nach Chiloë (41° S. B.) hinauf verbreitet sind, und es ist auch schon damals besonders von Darwin auf die Übereinstimmung hingewiesen worden, die zwischen den Gebilden des Südens und des Nordens besteht. Doch wollen wir uns dabei erinnern, daß damals die Erklärung für die glazialen Erscheinungen in der Drifttheorie gesucht wurde.

Auch in niederen Breiten, sogar innerhalb der Wendekreise, hier freilich nur in Höhen von 4000 m und darüber, erregten die Glazialerscheinungen früh die Aufmerksamkeit der wissenschaftlichen Reisenden. Angesichts der gewaltigen Endmoränen und der zahlreichen mächtigen erratischen Blöcke, die in der nächsten Umgebung der bekannten Bergwerkstadt Potosí ($19^1/_2{}^0$ S. B.) zu sehen sind, warf schon 1842 d'Orbigny die Frage auf, ob sie nicht das Erzeugnis früherer Gletscher seien. Aber es vergingen noch über 30 Jahre, bis im eigentlich äquatorialen Gebiete echte Glazialerscheinungen gefunden und einwandfrei als solche gedeutet wurden. Der vielseitige Naturforscher und verdienstvolle Erforscher Perús. Antonio Raimondi hat in seiner Monographie des Departements von Ancachs aus dem Jahre 1873 anschaulich geschildert, wie unter $9^1/_2{}^0$ S. B. von der über 6000 m hohen Cordillera Nevada sich vielerorts an unzweifelhaften Moränen die Spuren früherer Eisströme bis tief in die Täler hinab verfolgen lassen. Diesem aufmerksamen Beobachter ist es aber auch nicht entgangen, daß zwischen der tiefst gelegenen Endmoräne und den heutigen Gletschern sich zwei scharf getrennte Rückzugsmoränen einschalten, wie sie erst viel später in unseren Gebirgen nachgewiesen worden sind.

Diese wichtigen Beobachtungen sind freilich in Europa unbekannt geblieben, und daher hat Sievers 12 Jahre später die glazialen Erscheinungen in der äquatorialen Kordillere neu entdecken müssen. Mitte der 80er Jahre haben sodann Penck und Sievers auf die Bedeutung der Eiszeitspuren für unsere allgemeinen Vorstellungen von den klimatischen Änderungen zur Diluvialzeit aufmerksam gemacht.

Heute liegen nun schon zahlreiche weitere Beobachtungen über Glazialbildungen aus den verschiedensten Teilen der Kordillere vor. In Patagonien sind sie wiederholt untersucht, an verschiedenen Punkten der Kordillere von Argentinien und Chile verfolgt, in Bolivia, Perú, Ecuador und Columbia sicher festgestellt, so daß wir heute als feststehendes Ergebnis erklären können: Spuren der Eiszeit reichen über den ganzen Gebirgszug von Kap Horn (56° S. B.) bis zur Sierra Nevada de Sta. Marta (11° N. B.). An der patagonischen Westküste haben geschlossene Inlandeismassen das Archipelgebiet bis nach Chiloë hinauf überdeckt, während im patagonischen Tieflande die östliche Grenze des Inlandeises sich schon bald nördlich der Magalhàesstraße (ca. 52° S. B.) von der Küste gegen den Kordillerenabhang hin zurückzuziehen beginnt. Die durch Eiserosion und z. T. auch durch Moränenabdämmung erzeugten Randseen der Kordilleren reichen etwa bis zu 40° S. B., von hier an ziehen sich die glazialen Erscheinungen immer tiefer in das Gebirge zurück und endigen in immer größerer Meereshöhe. In der niederschlagärmsten Region der Westkordillere zwischen 26 und 18° S. B. scheinen sie an Einzelbergen von weniger als 5000 m Meereshöhe ganz zu fehlen, während von gleich hohen Bergmassen der regenreicheren Ostkordillere die Moränen bis unter 3000 m hinab verfolgt werden können.

Wo sich das Eis als Inlandeis über ein Tiefland hat ausbreiten können, wie im Magalhâes-Gebiete, entsprechen die Glazialbildungen denjenigen Norddeutschlands oder des nordamerikanischen Seengebiets. Wo sich das Eis in tiefen Tälern ins Meer senkte, wie im patagonischen Archipel, wiederholt sich die Fjordlandschaft Norwegens oder Alaskas. In den niederschlagsreichen Teilen der Kordillere des mittleren Patagoniens und Südchiles erscheinen die Randseen vom Charakter der alpinen, umkränzt von gedrängten Endmoränenzügen von geringer oder mittlerer Höhe. Wo aber im trockenen Hochgebirge Bolivias die Eisströme am Ausgange der Täler auf die Hochfläche durch die tropische Sonne rasch zum Abschmelzen gebracht wurden, da erreichen die Endmoränenwälle eine ungewöhnliche Höhe, da erscheint der Typus des Amphitheaters von Ivrea. So wiederholen sich die verschiedenen Typen der Nordhalbkugel in der Kordillere unter ähnlichen orographischen und klimatischen Bedingungen. Aber die Übereinstimmung greift noch tiefer. In der magalhàenischen Region kehrt die Erscheinung der Seenplatte, wenn auch in verkleinertem Maßstabe wieder, und nicht nur in der südlichen, sondern weit

verbreitet auch in der äquatorialen Kordillere finden wir den Typus der kleinen, oft geselligen, in Fels ausgeschliffenen Glazial-Seen, der „tarns.“ wieder; ihre Verbreitung fällt überall mit der nachweisbaren Ausbreitung früherer Gletscher zusammen, was besonders deutlich im Hochgebirge Perús mit seinen zahlreichen Hochseen erkannt werden kann.

Der Erhaltungszustand der jungglazialen Moränen und der glazial bearbeiteten Felsoberflächen in Südamerika verdient im Vergleich mit denselben Bildungen auf der Nordhalbkugel hervorgehoben zu werden: In beiden Gebieten zeigt sich dieselbe relative Frische, die mit Annäherung an die Ausgangsgebiete der Vereisung zunimmt. Die Übereinstimmung ist so auffallend, daß mir schon im Jahre 1883 bei der Durchforschung des Magalhães-Gebietes ernste Bedenken gegen eine abwechselnde Vereisung der beiden Halbkugeln auftauchten. Die äußersten unverwaschenen Moränen und Schotter besitzen hier wie dort in niederschlagsreichen Gebieten eine oberflächliche Verwitterungsschicht bis zu etwa einem halben Meter, und diese ist in kühlen bis gemäßigten Klimaten grau bis braun, limonitisch wie wir sagen können, im Gegensatz zu der lateritischen, rotbraun gefärbten Zersetzungsdecke, der wir in den tropischen Gebieten überall begegnen, wo die betr. Bildungen in niederschlagsreichen Klimaten tief bherareichen. Geringe Niederschläge und das damit verbundene Zurücktreten von Vegetation reduzieren begreiflicher Weise die Bildung der Zersetzungsdecke auch auf den äußersten Moränen auf einen minimalen Betrag. Das tritt z. B. in der regenarmen Westkordillere Bolivias, sogar noch in der etwas feuchteren Kordillere von Potosí deutlich zu Tage.

Somit drängt der Erhaltungszustand der Glazialbildungen in Südamerika zu dem Schlusse, daß ihre Entstehung weder in eine weiter zurückliegende, noch in eine erheblich jüngere Periode fallen kann, als unsere „Glazialzeit“. Bei der Komplexität unserer Glazialbildungen müssen wir uns aber erst darüber vergewissern, ob wir auch Gleiches mit Gleichem zusammenstellen. Wie in unseren Hoch- und Mittelgebirgen, die früher vergletschert gewesen sind, dominieren auch in der Kordillere die unverwaschenen Moränen der letzten Eiszeit und die glazialen Landformen, die in ihrem Bereiche auftreten. Alles ältere tritt dagegen so sehr in den Hintergrund, daß es nur durch systematisches Nachforschen gefunden wird. Vor allem sind es die am weitesten vorgeschobenen der auffälligen und frischen Endmoränenzüge, außerhalb derer wie bei uns nichts ähnliches mehr gefunden wird, die uns leiten und die wir als Grenze der letzten Vereisung nehmen. Sie ent-

sprechen den Würmmoränen des alpinen Gebietes auch insofern, als sich hinter ihnen mindestens 2 weitere ähnliche, noch frischere, aber verkleinerte Rückzugsmoränen einschalten. Solche Rückzugsmoränen sah ich schon im Jahre 1883 als Umrandung einiger Seen der patagonischen Kordillere unter 51° S. B., Raimondi hatte schon früher 2 derartige Rückzugsmoränen in Nordperú festgestellt. H. Meyer fand sie in Ecuador, und wir beobachteten sie jetzt in klarster Ausbildung im Tunarigebirge bei Coerabamba und in anderen Teilen der bolivianischen Ostkordillere. Selbst wenn man die Kordillere zwischen Mendoza und Santiago mit der Bahn quert, kann man die 1. Rückzugsmoräne kaum übersehen, die vom Aconcagua her durch den Valle de los Horcones in das Tal des Mendoza-Flusses oberhalb der Jncabäder herabgeschoben ist.

2. Die fluvioglazialen Bildungen.

An die äußersten Endmoränen der letzten Eiszeit schließen sich im Hochgebirge der Kordillere überall geschlossene Schotterflächen an, die ihrer Ausdehnung und ihrem Erhaltungszustande nach unseren Niederterrassen entsprechen. Je nach der Lage der Endmoränen im Terrain und nach der Form der Abflußrinnen wechselt ihre Beschaffenheit und Gestaltung. Wo die Moränen gerade bis an den Rand des Gebirges herausgetreten sind, nehmen die Schotter die Form immenser flacher Schuttkegel an, die sich in das Vorland vorschieben, einerlei ob dieses das östliche argentinisch-patagonische Tiefland, die beckenartige Talerweiterung von Cochabamba in 2600 m Höhe oder die Hochfläche des Alto Perú am Titicacasee von fast 4000 m Meereshöhe ist. In steil geneigten Tälern sind wie bei uns nicht nur die Moränen häufig ganz entfernt, sondern ebenso die oberen Teile der Schotterterrassen, so daß ihr oberes Ende nicht durch die Lage der Endmoränen, sondern wesentlich nur durch den Betrag der postglazialen Erosion bestimmt wird.

Wesentlich fluvioglazialer Entstehung sind die Ausfüllungen der zahlreichen und z. T. sehr ausgedehnten Becken in dem niederschlagsarmen Gebiete der Hochkordillere zwischen dem 15° und 25° S. B. Wo diese Beckenauffüllungen durch die jetzige Erosionstätigkeit angeschnitten sind — das ist in der Ostkordillere Bolivias und Nordargentiniens mehrerorts der Fall — enthüllt sich ihr fluvioglazialer Aufbau aufs deutlichste. Bis zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit erreichen die Wechsellagen von Geröll, Sand und Lehm. Dabei wächst der Durchmesser der Gerölle gegen die umrandeten höheren Gebirgsketten zu, die im Bereiche der Vergletscherung gelegen waren. Alles

das Material, das unter normalen Verhältnissen durch Schmelzwasser in einzelnen Talrinnen als Schottermassen abwärts geführt worden wäre, hat sich in diesen Gebieten infolge unzureichender dauernder Niederschläge, z. T. auch infolge von Talversperrungen durch vulkanische und tektonische Vorgänge zu den gewaltigen Beckenauffüllungen angehäuft, aus denen selbst hohe Berge oder Gebirgsketten nur noch inselartig herausragen. Auf diese fast ebenen, in Wirklichkeit aber aus zahlreichen flachen, parallelen oder konvergierenden Schotterkegeln zusammengesetzten Hochflächen bezieht sich wohl ursprünglich die Quechua-Bezeichnung „pampa" (Ebene). Zum Unterschiede von der Pampa des Tieflandes, für die diese Bezeichnung jetzt auch im Gebrauch ist, kann man sie zweckmäßig „Hochpampa" nennen. Auch dort, wo das Material der Beckenauffüllungen etwas feinkörniger wird, vorwiegend sandiglehmiger Natur ist und dann auch zahlreiche Reste diluvialer Säuger birgt, wie im Becken von Tarija, hat es nichts mit dem Pampaslehm des Tieflandes gemein, der vorwiegend äologlazialen Ursprungs ist. Die genetische Gleichstellung beider, schon von d'Orbigny angebahnt und von vielen anderen Forschern, auch früher von mir, vertreten, ist irrig, worauf weiter unten zurückzukommen ist.

Im Vorlande der argentinisch-patagonischen Kordillere breiten sich die Schotter ähnlich wie am Nordrande der Alpen in weiten Flächen aus, und hier kehrt auch die Sonderung in ältere, höher gelegene und stärker zersetzte und in jüngere, tiefer gelegene und frische wieder. Vereinzelt habe ich auch ältere Schotter und Moränen in höherer Lage in den Kordilleretälern unter niederer Breite angetroffen (Copiapó, Tarija) und daraus schon 1892 auf das Vorhandensein einer älteren und einer jüngeren Vereisung in Südamerika geschlossen. Nordenskjöld konnte eine derartige Zweiteilung für das Magalhães-Gebiet bestätigen und gelangte auf diese Weise auch zu einer plausiblen Deutung der sog. patagonischen Geröllformation, die den älteren und jüngeren Schottern des nördlichen Alpenvorlandes analog entstanden zu denken ist. Eine zweimalige Vereisung glaubten auch Conway in Bolivia und H. Meyer in Ecuador feststellen zu können, letzterer freilich nicht durch den Nachweis verschiedenaltriger Schotter oder Moränen, sondern nur auf Grund getrennter Erosionsvorgänge, die eine solche Schlußfolgerung zu erfordern scheinen. Wir haben auf unserer Reise ältere Schotter bei Tarija, ältere Moränen an der NW-Seite der Nevados de Quimza Cruz feststellen können; es kann daher nicht mehr zweifelhaft sein, daß — natürlich abgesehen von den Rückzugsphasen der letzten Eiszeit — eine Mehrheit von Eiszeiten in verschie-

denen Gegenden Südamerikas bestanden hat. Die ungeheure Mächtigkeit der fluvioglazialen Beckenauffüllungen in der Kordillere und die gewaltige Ausdehnung der patagonischen Geröllformation finden, wie mir scheint, eine zutreffende Erklärung auch nur unter dieser Voraussetzung.

Außer den bis jetzt besprochenen Moränen und Schottern treten nun aber im Bereiche der Kordillere Ablagerungen auf, die man ihrer Beschaffenheit nach als diluvial bezeichnen müsste; denn sie bestehen wie jene aus meist geschichteten, lockeren Block- und Geröllmassen mit mehr oder minder reichlicher Beimischung von Sand und Lehm, und nichts deutet darauf hin, daß sie eine andere Bildungsweise erfordern als die sicher diluvialen Gebilde. Aber sie sind älter als diese. Sie füllen hauptsächlich die tieferen Teile der durch diluviale Schotter hoch aufgefüllten Täler der argentinisch-bolivianischen Ostkordillere, oder sie bilden auf dem Hochlande Bolivias mehr oder weniger geneigte und zerstückelte Tafellandschaften (tabladas). Mancherorts sind sie bis zu senkrechter Stellung aufgerichtet und die Diluvialschotter liegen ausgesprochen diskordant über ihnen, an anderen Orten, wie im La Paz-Tal, werden sie von mächtigen Verwerfungen durchsetzt. Im Gegensatz zu den diluvialen Schottern und Sanden, die die Pampasfauna beherbergen, haben sie sich bis jetzt als fossilfrei erwiesen. Ein weiteres Merkmal, das sie auszeichnet, besteht in der nie fehlenden Beteiligung von andesitischem Material in der Form von großen Blöcken bis zu mächtigen Tufflagen. Hat auch die vulkanische Tätigkeit in der Kordillere, wie es scheint, während der ganzen Diluvialzeit nie geruht — die meisten Vulkankegel zeigen deutlich die Spuren der letzten Vereisung — so treffen wir doch in keiner anderen Diluvialablagerung eine so allgemeine Beteiligung vulkanischen Tuffmaterials an. Brackebusch und Bodenbender haben diese Bildungen als jungtertiär bezeichnet, aber ihren diluvialen Habitus hervorgehoben. Ich möchte diese Jujuy-Schichten, wie ich sie nenne, im Vergleich mit europäischen etwa dem älteren Deckenschotter zur Seite stellen. Im wesentlichen handelt es sich um die älteste fluvioglaziale Bildung: Bodenbender betont für manche Vorkommnisse auch den moränenartigen Habitus, im besonderen die gewaltige Größe der Blöcke.

3. Die limnoglazialen Bildungen.

Ähnlich wie im großen Becken Nordamerikas finden sich auch auf der abflußlosen Hochfläche Bolivias die Spuren sehr ausgedehnter Süßwasserseen, und hier wie dort erscheinen die heutigen Salzseen und -sümpfe, in derer weiterer Umgebung die

Anzeichen der Diluvialseen sichtbar werden, als deren letzte Eindampfungsreste. Der Boden in der Umgebung der heutigen Salzseen Bolivias und Argentiniens ist häufig auf viele Strecken hin eben wie ein Tisch und besteht aus einem weißlichen, staubfeinen, kalkreichen Schlamm, der in der Nähe der einschließenden oder inselartig aus der Hochfläche aufragenden Berge und Gebirgszüge unter flachen Schuttkegeln aus Sand und Geröllen verschwindet. Etwa 50 m über den ebenen Böden der bolivianischen Hochfläche ziehen helleuchtende, weiße Bänder aus Kalktuff an den Berghängen entlang, und dieses Gestein bedeckt auch kappenartig die kleinen Berge, welche bis zu dieser Höhe aus der Hochfläche aufragen. Mehrfach beobachtet man zwei deutlich sich abhebende Terrassen am Profil der Inselberge, und Strandgeröll bedeckt sie, ein sicheres Anzeichen eines früher höheren Wasserstandes.

Über die Natur der Seen, die diese Spuren zurückgelassen haben, geben die Kalktuffabsätze selbst am besten Aufschluß. Sie enthalten Hohlräume und Abdrücke von schilfartigen Pflanzen, an manchen Stellen wimmeln sie von den zierlichen Schalen einer *Bithynia*. Am verbreitetsten ist ein dichter steiniger Tuff, seltener ein dendritischer, beide vollständig übereinstimmend mit den beiden gemeinen Tuffarten aus den Diluvialseen des Großen Beckens. Zu meinem nicht geringen Erstaunen fand ich aber auch auf dem alten Seeboden des Lago de Bistram bei den Lagunen von Tacsará zwischen Tarija und Jujuy eine Tuffart, die bisher ausschließlich aus den Mono und Lahontan Lake des Großen Beckens bekannt geworden ist, den rätselhaften Tinolith. Die bis zollangen Kristalle besitzen bei gleichen Flächen auch die gleiche pseudomorphe Struktur wie die in Nordamerika, aber über die ursprüngliche Zusammensetzung des Minerals gewähren sie keine neuen Aufschlüsse (ob wirklich wie vermutet $Ca\,CO_3 + Ca\,Cl_2$?). Während die normalen Kalktuffe offenbar wie in Nordamerika aus Süßwasserseen abgesetzt sind, spricht das Vorkommen des Thinoliths dicht über dem Niveau einer salzigen Lagune für seine Bildung aus salzreichem Wasser. Es besteht also, soweit es sich um die Natur der Absätze handelt, vollständige Übereinstimmung mit den Verhältnissen des nordamerikanischen Westens.

Aber auch das Verhältnis der heutigen Salzseen und -sümpfe der Hochfläche Bolivias zu den Seen der Diluvialzeit ist dasselbe wie dort: sie füllen die tiefsten Stellen derselben aus und müssen als ihre Eindampfungsreste aufgefaßt werden. Nach ihrem Schwinden haben in beiden Gebieten keine anderen Veränderungen mehr Platz gegriffen als die Bildung „alluvialer" Schuttkegel an den Rändern der Becken. Damit dürfte auch über die Gleich-

zeitigkeit der Vorgänge in beiden Gebieten kein Zweifel mehr bestehen bleiben.

Der größte Teil der Hochfläche Bolivias scheint von einem einzigen großen, in seiner Mitte durch die Landenge von Salinas de Garci Mendoza (19°40′) brillenartig eingeschnürten Süßwassersee bedeckt gewesen zu sein. Die Reste der Nordhälfte, die nach ihrem ersten Entdecker Lago Minchin heißen sollte, sind jetzt noch im Lago de Poopó (Pampa Aullagas) und im Salar de Coipasa erhalten, die der Südhälfte, des Lago Reck, in dem großen Salzsumpf von Uyuni und seinen südlichen Annexen. Jeder dieser beiden Teile besaß ungefähr die Größe des heutigen Titicacasees, jedenfalls aber viel geringere Tiefe als dieser. Kleine derartige Seen scheinen in großer Zahl im N. W und S jener beiden großen Wasserkörper bestanden zu haben, aber je kleiner der Umfang war, um so stärker sind die Spuren verwischt worden. Alles spricht dafür, daß die kleinen Salz- und Boraxseen der Westkordillere die geologischen Äquivalente der großen Salzseen und -sümpfe der Hochfläche darstellen, und durch sie werden wir hinübergeleitet zu den Salpeterbecken der Wüste Atacama, deren Erklärung mir nur nach Analogie der geschilderten Verhältnisse der Hochfläche möglich scheint.

4. Die äologlazialen Bildungen.

Die Ähnlichkeit des Pampaslehms mit dem europäischen Löß ist fast ebenso früh erkannt worden, wie die Übereinstimmung zwischen den Moränen und erratischen Blöcken in beiden Gebieten. Als Berichterstatter der Pariser Akademie über die Reiseergebnisse d'Orbignys führte schon im Jahre 1843 Elie de Beaumont aus, daß sich im südamerikanischen Tieflande die beiden merkwürdigen Bildungen getrennt neben einander finden, die Geröll- und Blockmassen im Süden, der Pampaslehm im Norden, ja er drang bis zum eigentlichen Kerne des Lößproblems vor, als er die Frage nach den Beziehungen zwischen beiden aufwarf und feststellte, daß in Südamerika ebenso wie in Nordamerika und Europa beide immer in der Richtung vom Pol zum Äquator auf einander folgen, und daß die eine erst dort anfängt, wo die andere aufhört. Das gilt auch heute noch unbeanstandet, wenn wir nur die großen Vereisungsgebiete und die zusammenhängenden Lößgebiete im Auge haben.

Ein Vergleich des eigentlichen Pampaslehms in Argentinien — er fehlt in Patagonien wie in der Kordillere — mit dem europäischen, i. b. mit dem oberrheinischen Löß weist viele überraschende Ähnlichkeiten, aber auch Unterschiede auf. Wir haben in beiden Gebieten Löß mit gleichmäßig verteiltem Kalkgehalt

und kalkfreien Lößlehm, ferner *tosca*. d. h. Kalkkonkretionen, die aus der Entkalkung der jeweils zu Tage liegenden Lößlagen entstanden sind; ferner gibt es Lößlagen, die nur kleine Toskaknollen und solche, die sehr große, zuweilen in Bänken vereinigt, enthalten. Ein auffallender Unterschied ist aber in der festen, man möchte sagen steinartigen Beschaffenheit vieler Teile des Lößlehms in Argentinien gegeben, sowie in dem häufigen Vorkommen gangartig auftretender Toskaplatten, die man bei uns nur in festen Gesteinen im Liegenden des Löß antrifft. Ich glaube, daß die erwähnten Unterschiede vielleicht zum Teil in einer etwas anderen Durchschnittszusammensetzung des Materials, hauptsächlich aber darauf beruhen, daß der Löß in Südamerika in geringeren Breiten als bei uns, hauptsächlich zwischen dem 40. und 30. Grad, auftritt, d. h. in Gegenden zum Absatz gekommen ist, wo die Sonne den Boden viel stärker und bei den herrschenden klimatischen Verhältnissen viel andauernder erwärmt und austrocknet, als in unseren regenreicheren Klimaten. Daraus resultiert eine festere, unvollkommen gebrannte Masse. Erinnern wir uns dabei an die reichliche und erfolgreiche Verwendung sowie an die große Widerstandsfähigkeit der lufttrockenen Ziegel (adobe) in jenen Ländern, so wird uns auch die Eigentümlichkeit des dortigen Lößlehms verständlich. In dem rissigen und klüftigen Gestein scheidet sich die *tosca* auch gangförmig aus.

Sehen wir aber von diesen habituellen Unterschieden ab und richten wir unser Augenmerk auf die Stratigraphie des Pampaslehms, so treten weitere bemerkenswerte Übereinstimmungen hervor. In den Depressionen der Pampa findet sich häufig, den Boden von Sümpfen bildend oder alte Rinnen füllend, ein Abspülungsprodukt des eigentlichen Pampaslehm, die Stufe des *Postpampeano* oder *Pampeano lacustre*, eine Bildung von örtlicher, nicht allgemeiner Verbreitung. Nach Beschaffenheit und Auftreten läßt sich dieser Absatz mit unserem verschwemmten Löß und Lehm vergleichen, der auch alte Rinnen füllt oder der sich als dünne, schuttkegelartige Decke über die randlichen Teile der Niederterrasse ausbreitet. Der echte Pampaslöß und -lehm ist älter; er besitzt wie unser Löß und Lößlehm eine ursprünglich universelle Verbreitung innerhalb weiter Gebiete, überkleidet deckenartig Berg und Tal und fehlt nur dort, wo sich aus den orographischen und hydrographischen Verhältnissen die nachträgliche Entfernung leicht erklärt. S. Roth unterscheidet darin eine obere, mittlere und untere Pampasformation (Ameghino nennt die mittlere *Pampeano inferior*, die untere Monte Hermoso-Schichten).

Die obere Pampasformation gleicht in Lagerung und Be-

schaffenheit unserm jüngeren Löß. Sie ist meist locker und kalkreich, trägt eine braune Lehmdecke, läßt keine weitere durchgehende Gliederung nach Toskazonen erkennen und enthält, so weit meine Beobachtungen reichen, nur kleine Toskaknollen, nie sehr große, geschweige denn geschlossene Bänke davon. Die mittlere Abteilung im Sinne Roths ist komplizierter gebaut. An den Steilabstürzen der Küste im Süden von Cabo Corrientes sieht man in einem über 15 m hohen Aufschluß rotbraun gefärbte Verwitterungslagen ohne Toska mit helleren toskareichen mehrmals wechsellagern. Die Toskaknollen erreichen z. T. gewaltige Größe und schließen sich nicht selten zu Bänken zusammen. Das sind die unverkennbaren Merkmale des Älteren Löß im Oberrheingebiet. Der *Pampeano inferior* weicht von den beiden jüngeren Stufen auffällig ab. Es ist ein leberbrauner, stiffiger Lehm, dem Basaltton habituell ähnlich; seine Klüfte und Risse sind mit bizarren Toskaplatten erfüllt. Aus unserer Lößformation kenne ich nichts, was ihm gleicht. Worauf seine besondere Beschaffenheit zurückgeht, wurde mir klar, als Herr S. Roth mir und Herrn Lehmann-Nitsche die Stellen zeigte, an denen Ameghino in dieser ältesten Pampasschicht an künstlichen Schlacken und gebrannten Steinen die Spuren menschlicher Tätigkeit erkannt zu haben glaubte. Schichtweise liegen dort bis walnußgroße Brocken von unverkennbar schwarzer, brauner und roter Lava in braunem Ton. Mag man sie als Auswürflinge deuten, die von der über 1000 m weit entfernten Kordillere durch die Luft hierher geschleudert wurden, oder mag man, was mir wahrscheinlicher dünkt, an ein Verfrachten der porösen Lava durch Flüsse denken, auf alle Fälle bezeugen diese Vorkommnisse, daß zur Bildungszeit des *Pampeano inferior* eine sehr rege vulkanische Tätigkeit herrschte, und es wird dadurch wahrscheinlich, daß sich vulkanische Asche an der Zusammensetzung der tiefsten Lagen in reichem Maße beteiligt hat. So wird denn auch ihre eigenartige Beschaffenheit verständlich.

Als Gesamtergebnis unseres Vergleichs läßt sich folgendes aussagen: Die mittlere und obere Pampasformation entsprechen dem Älteren und Jüngeren Löß des Oberrheingebiets, der *Postpampeano* gleicht unseren verschwemmten Lößmassen. Die älteste Abteilung Argentiniens tritt aber in unverkennbaren Gegensatz zu den übrigen; es ist auch unsicher, ob sie eine ähnlich allgemeine Verbreitung besitzt wie jene. In den Lößprofilen der Gegend von Córdoba, die Bodenbender so sorgfältig studiert hat, lassen sich alle Abteilungen der Pampasformation trotz der dort vorherrschenden fluviatilen Fazies wieder erkennen, die älteste Stufe aber nicht. Diese werden wir

vielmehr am besten mit den Jujuy-Schichten auf gleiche Linie stellen, zumal da die Bildung beider in eine Zeit besonders starker vulkanischer Tufferuptionen fällt. Wie die Äquivalente der grobkörnigen Jujuy-Schichten in Europa in den ältesten Deckenschottern zu suchen sind, so müssen zum Vergleich der Mte. Hermoso-Stufe wohl jungpliocäne Sande oder Tuffe herbeigezogen werden.

Aus unserem Vergleiche ergibt sich aber ein wichtiges Resultat: es besteht zwischen den Lößgebieten Argentiniens und des Oberrheingebiets eine weitgehende stratigraphische Übereinstimmung, die unerklärlich wäre, wenn der Löß beider Gebiete nicht auf die gleiche Weise und nicht gleichzeitig entstanden wäre.

Welche Aufschlüsse liefert uns nun Südamerika über die Bildungsweise des Löß? Wasser und Wind haben zusammengewirkt, lautet gewöhnlich die Antwort, und die einzelnen Beobachter differieren nur darin, welcher Anteil dem einen und dem anderen Faktor zugeschrieben werden soll. Für das Auftreten des Pampaslöß gilt aber allgemein dieselbe Regel wie für den europäischen: zum Unterschied von allen anderen ähnlichen Gebilden breitet er sich unabhängig vom heutigen oder früheren Verlauf der Flüsse aus, so daß, wollten wir ihn allgemein für einen Wasserabsatz erklären, wir zu der vorsintflutlichen Vorstellung einer allgemeinen Sintflut zurückkehren müssten. Er steigt aus dem Tieflande der Pampa hoch an den pampinen Sierren hinauf und hüllt sie mantelförmig ein; dabei bleibt seine Zusammensetzung gleich und unabhängig von der Beschaffenheit des Untergrundes: auch auf kalkfreier Unterlage ist er ursprünglich karbonatreich, ganz wie bei uns. Er ist also ortsfremd. Das weist bestimmt auf äolische Bildungsweise, und das Wasser kann ihn nur sekundär verschwemmt, eingeebnet und dabei verunreinigt haben. Er ist zur Diluvialzeit wiederholt, und in bestimmten Zwischenräumen gebildet worden, wie in Europa, und er meidet dort wie hier die Gebiete der letzten Vereisung. Das setzt besondere Bedingungen für seine Bildung voraus, die sich periodisch eingestellt haben. Wäre er nur der Verwitterungsstaub der Gebirge, der sich unter einem trockenen steppenartigen Klima anhäuft, wie v. Richthofen es sich dachte, so müßte die Lößbildung jetzt über weite Gebiete der Kordillere und des Tieflandes im Gange sein: aber das trifft nicht zu. In Atacama, auf der bolivianischen Hochfläche, in der Pampa wird Staub erzeugt, aufgenommen, fortgetragen und wieder abgesetzt, aber eine allgemeine Lößbildung, die sich auch nur entfernt mit der diluvialen vergleichen ließe, gibt es nicht. Um diese her-

beizuführen, bedarf es ungeheurer Mengen feinsten, lockeren Sandes, die auf weiten Flächen regelmäßig wehenden Winden ununterbrochen zur weiteren Verfrachtung dargeboten werden. Fragen wir uns, wann und wo solche Bedingungen zur Diluvialzeit geherrscht haben, so wird uns wie mir scheint nur eine befriedigende Antwort, die zuerst Jentzsch gegeben hat.

Wo große Inlandeismassen abschmelzen, werden die Grundmoränen von den Schmelzwassern ausgewaschen und aufbereitet; Schotter, grober, feiner und feinster Sand werden an der Oberfläche ausgebreitet, und da dieses Material nur mechanisch zerkleinert, nicht chemisch verwittert ist, so ist es locker und unverbunden, zugleich karbonatreich, wo die Moränen sich aus Kalkgebirge rekrutieren. Tritt als zweiter Faktor der Wind hinzu, der andauernd und heftig genug vom Eise gegen den Äquator zu weht, so wird der gröbere Sand dünenartig auf dem Boden, der feinste aber als Staub in der Luft fortgeführt. So vollzieht sich eine Sonderung des Materials mit abnehmender Korngröße vom Pol gegen den Äquator zu. Ist diese Vorstellung richtig, so müssen wir erwarten, daß in allen großen Vereisungsgebieten eine solche gesetzmäßige Verteilung zu erkennen ist. Für die Schotter und den Löß bringt schon das Elie de Beaumont'sche Gesetz den tatsächlichen Befund zum Ausdruck. In Norddeutschland schiebt sich nun bekanntlich eine breite Sandzone zwischen das Gebiet des Löß und der groben Gerölle ein, aber einfacher und klarer liegen die Verhältnisse im patagonisch-argentinischen Tieflande. Im Süden bis etwa zum Rio Chubu (44°) hinauf herrschen Moränen und Schotter, dann beginnt, wie S. Roth nachgewiesen hat, die Herrschaft des Sandes und erst vom Rio Negro (ca. 40°) an erscheint der Löß, der sich bis gegen den Wendekreis hin verfolgen läßt. Dies einfache Abhängigkeitsverhältnis der drei Materialien erscheint in Mitteleuropa durch den parallel zum Eisrande gerichteten Verlauf der Mittelgebirge und der Alpen mehr verwischt, in Südamerika und auch in Nordamerika liegt es klar zu Tage und wirkt überzeugend.

So kommen wir zu folgendem Ergebnisse:

Die diluvialen Lößgebiete liegen äquatorialwärts von den Gebieten geschlossener Inlandeisbedeckung, weil ihre Entstehung bedingt ist durch die flächenartige Ausbreitung fluvioglazialer Gebilde. Die Bildung einer Lößschicht setzt das andauernde Zurückweichen einer polwärts gelegenen Inlandeisbedeckung voraus, und daher spiegeln sich die klimatischen Schwankungen der Diluvialzeit in der Gliederung des Lößprofils nicht minder deutlich, ja z. T. viel klarer wieder, als in den

glazialen, fluvioglazialen und den sog. interglazialen Bildungen. Die komplexe Natur der Klimaänderungen zur Diluvialzeit, die wir aus den Lößprofilen des Oberrheingebiets ablesen, erscheint im Pampaslehm wieder, und dabei ist, soweit unsere heutigen Kenntnisse reichen, die Übereinstimmung vollständig.

5. Allgemeine Betrachtungen.

So führen alle unsere bisherigen Erfahrungen über die Diluvialbildungen Südamerikas zu dem Schlusse, daß sich in erster Linie die glazialen, weiterhin aber auch die damit zusammenhängenden fluvioglazialen, limnoglazialen und äologlazialen Absätze nnd Erscheinungen mit denen der Nordhalbkugel ohne Zwang stratigraphisch parallelisieren lassen. Die Spuren der letzten Eiszeit leiten uns ohne Unterbrechung über den Äquator bis zum Cap Horn. Dabei scheint ihre Größenordnung, wie Nordenskjöld in Patagonien, H. Meyer in Ecuador (sowie in Zentralafrika) und wir im Alto Perú gefunden haben, überall wesentlich gleich zu sein, d. h. die Erniedrigung der Schneegrenze zur letzten Eiszeit erreicht unter ähnlicher Breitenlage den gleichen Betrag, doch scheint sie in höheren Breiten etwas größer, in niedrigen etwas geringer zu sein.

Am Tacora, dessen Spitze in einer Breite von 17°30′ mit 6060 m etwa die Schneegrenze berührt, verfolgten wir die Endmoränen der letzten Eiszeit bis ca. 4200 m hinab; in der niederschlagsreicheren Ostkordillere erreicht der Tunari in annähernd gleicher Breite (17° 10′) die Schneegrenze mit etwa 5200 m, während die entsprechenden Endmoränen bis unter 3000 m hinuntergehen. Gleichgültig wie man die Schneegrenze für die letzte Eiszeit berechnet, ihre Lage differiert an beiden Bergen gegenüber heute im gleichen Sinne und ungefähr um den gleichen Betrag. Damit ist erwiesen, daß in Südamerika schon dieselben klimatischen Differenzen zur Diluvialzeit vorhanden waren, wie heute; da das Gleiche für weite Gebiete Europas schon festgestellt ist, so resultiert daraus eine weitere bemerkenswerte Konformität der Verhältnisse in weit abgelegenen Gegenden beider Hemisphären.

Wir werden daher gut tun, endgiltig auf alle Erklärungsversuche für die Eiszeiten zu verzichten, die nicht allgemeiner Natur sind.

Es erreicht somit, wie es den Anschein hat, die stratigraphische Übereinstimmung der Diluvialbildungen auf beiden Halbkugeln einen unerhörten Grad von Vollständigkeit, und damit gelangen wir in den Besitz eines übereinstimmenden Zeitmaßes für die Diluvialzeit auf der ganzen Erde. Wir können die Gleichzeitigkeit der diluvialen Landbildungen, soweit sie aus

glazialen Vorgängen fließen, schärfer bestimmen, als die irgend welcher anderer Sedimente, für deren Parallelisierung wir ja fast ausnahmslos auf die organischen Einschlüsse angewiesen sind. Eine ähnliche Schärfe könnten höchstens die aus eustatischen Bewegungen resultierenden salinaren Absätze beanspruchen, wenn sich erweisen sollte, daß sie tatsächlich in manchen Fällen, z. B. in der Trias oder am Ende der Kreidezeit, auf solche allgemeine Ursachen zurückgehen. Die Schärfe der Zeitbestimmung ist für die Diluvialzeit aber von umso größerer Wichtigkeit, als sie uns gestattet, die vorgeschichtlichen Transgressionen des Menschen über die verschiedenen Erdteile genau festzustellen. In Südamerika erscheint der Mensch erst mit oder wahrscheinlich im Anschluß an die Fauna der Nordhalbkugel, die in Südamerika zur Zeit der Mte. Hermoso-Stufe noch gänzlich fehlt und sich erst mit dem älteren Löß (= Pampeano intermedio Roth) ausbreitet. Die ältesten sicheren Spuren vom Menschen, die mir von Roth im Pampaslehm gezeigt wurden, reichen aber keineswegs weiter zurück, als bis zu den jüngsten Lagen des Älteren Löß, vielleicht aber nur bis in den Jüngeren Löß, also bis in die letzte (Riss-Würm-) Interglazialzeit. Alle älteren Funde sind zum mindesten zweifelhaft, z. T. aber wie die Brandspuren im Pampeano inferior bei Cabo Corrientes nicht Erzeugnisse des *homo americanus*, sondern Naturprodukte, von der Phantasie des eingewanderten *homo europaeus* zu Kunstprodukten gestempelt.

Über eine Gliederung in den Siegener Schichten.[1]) Herr A. Denckmann legte in zweiter Korrektur eine Arbeit vor, die unter dem Titel „Mitteilungen über eine Gliederung in den Siegener Schichten“ im Jahrbuche der Geologischen Landesanstalt für 1906 (S. 1 ff.) im Erscheinen begriffen war. Die in dieser Arbeit durchgeführte Gliederung des Siegener Unterdevon wurde eingehender erörtert, die charakteristischen Gesteine und Petrefakten der einzelnen Horizonte wurden der Gesellschaft vorgelegt; der Vortrag wurde durch eine Übersichtskarte der bis dahin durchgeführten Gliederung im Siegerlande und in benachbarten Gebieten erläutert. Von neueren Beobachtungen, die zum Vortrage gebracht wurden, und die in der vorgelegten Publikation noch nicht enthalten sind, ist Folgendes zu erwähnen:

1. Die Untersuchungen des Sommers 1906 haben ergeben, daß die tiefen Siegener Schichten sowohl, wie das Ge-

[1]) Der Vortrag bildet eine Ergänzung der im Texte zitierten und der Gesellschaft vorgelegten Publikation; nach den Untersuchungen des Sommers 1906.

dinnien (letzteres in der Ausbildung als Wildberger Grauwacke) im unteren Sieggebiete unterhalb Wissen eine außerordentliche Verbreitung besitzen. Dem Gedinnien gehören beispielsweise die Gebirgskämme Nutscheid auf dem rechten und Leuscheid auf dem linken Siegufer an, während die mächtigen Grauwackensandsteine, die im Moosbacher Tale, ferner im Siegtale in der Gegend von Au, Herchen, Schladern etc. in zahlreichen Steinbrüchen ausgebeutet werden, dem Spezialhorizonte der Grauwackensandsteine von Odenspiel in den tiefen Siegener Schichten zugerechnet werden müssen.

Im Gebiete der oberen Sieg und des Ferndorfer Baches ist eine außerordentliche Verbreitung der tiefen Siegener Schichten festgestellt worden.

An den Aufschlüssen der neuen Eisenbahnlinie Rotemühle-Freudenberg sind gleichfalls die tiefen Siegener Schichten in weiter Verbreitung quer zum Schichtenstreichen aufgeschlossen worden.

Entgegen der bisherigen Auffassung, daß in den tiefen Siegener Schichten ein besonderer Horizont von gebänderten Schiefern auszuscheiden sei, erscheint es im Zusammenhange der Untersuchungen zweckmäßig, diese Trennung fallen zu lassen, da die im großen ganzen ziemlich gleichmäßigen Gesteine der tiefen Siegener Schichten im einzelnen recht mannigfaltig entwickelt sind; namentlich keilen sich die im Gebiete von Wildberg bis an die untere Sieg bei Siegburg heran in so großer Mächtigkeit entwickelten Grauwackensandsteine von Odenspiel nach NO hin mehr aus, derart, daß hier nicht die Grauwackensandsteine, sondern die Grauwackenschiefer und Tonschiefer (letztere mit Lagen von Sphärosideritkonkretionen) als die vorherrschenden Gesteine beobachtet werden. Eine obere Abteilung gebänderter Schiefer läßt sich zwar für das westliche Gebiet ausscheiden, ihre Abtrennung läßt sich aber im Osten, in der Gegend von Müsen, Crombach, Hilchenbach etc. nicht durchführen.

Für die stratigraphische Auffassung beweisende Versteinerungen sind in dem ausgedehnten Verbreitungsgebiete der tiefen Siegener Schichten keineswegs selten gefunden worden. Neben vereinzelten Zweischalern findet man fast überall *Rensselaeria crassicosta* Koch. Die westlichsten Fundpunkte liegen am rechten Ufer der Sieg gegenüber Eitorf und etwa 1,5 km unterhalb Eitorf.

2. Als neuer Horizont ist vom Vortragenden der Horizont der Flaserplatten ausgeschieden worden, der durch dünnplattige, stark flaserige und wulstige Grauwackensandsteine von graugrüner Färbung ausgezeichnet ist, die in meist ebenschiefrige Tonschiefer und Grauwackenschiefer eingelagert sind. Der Horizont tritt im

Hangenden der tiefen Siegener Schichten und im Liegenden des Mildflaserhorizontes auf. Er ist beobachtet in dem Gebiete, welches von der Lauseiche bei Siegen nach Nordosten liegt. Seine Verbreitung erstreckt sich über Dreisbach, Niedersetzen, Obersetzen, Herzhausen bis in die Nähe der Kronprinzeneiche bei Hilchenbach. Das Fehlen des Horizontes westlich und südwestlich von Siegen in den bisher untersuchten Gebieten erklärt sich ohne Schwierigkeit aus den tektonischen Verhältnissen.[1]) Die in den Flaserplatten vorwiegend enthaltene Fauna ist noch nicht hinreichend untersucht. Bankweise ist jedoch auch in diesen Schichten *Rensselaeria crassicosta* z. T. in zahlreichen Exemplaren vertreten.

3. Diabasgänge wurden in einer größeren Anzahl von Einzelaufschlüssen im Daadener Tale im Dorfe und unterhalb des Dorfes Biersdorf beobachtet. Diese Vorkommen gehören zu dem bekannten System von Diabasgängen der Grube Glaskopf. Die Mächtigkeit dieser Gänge ist meist außerordentlich gering, ihr vorwaltendes Streichen in h. 10.

Von einiger Bedeutung ist die Auffindung eines Diabasganges bei Alsdorf unterhalb Betzdorf, dessen Gestein von der Druckschieferung mitbetroffen ist.

4. Eine merkwürdige tektonische Beobachtung im Siegerlande ist das Auftreten recht zahlreicher Grabeneinbrüche jüngeren Gesteins als sekundäre Erscheinung an den großen Graben- und Horst-Brüchen des Siegerlandes. Da sich unter den jüngeren Horizonten der Siegener Schichten einer, der Rauhflaser-Horizont, befindet, dessen Gestein besonders zähe und widerstandsfähig ist, so hat er in den speziellen Grabeneinbrüchen häufig der Erosion gegenüber einen ganz besonderen Widerstand geleistet, der stärker war als der Widerstand der benachbarten Sedimente. So ist es zu erklären, daß wir keineswegs selten die Gesteine des Rauhflaser-Horizontes auf den Kuppen und Rücken höherer Erhebungen beobachten, mitten in beliebigen älteren Gesteinen, in die sie eingesunken sind. Solche Erhebungen sind z. B. der Heckwald, der als Aussichtspunkt unter dem Namen Lauseiche bekannt ist, ferner der die Sieg auf dem linken Ufer unterhalb der Eintracht begleitende Höhenzug, der das Siegtal vom Leimbachtale trennt, die Eichert bei Eisern u. a. m.

5. Als bisher nicht bekannte Nebengesteinshorizonte von

---

[1]) A. Denckmann: Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bilstein im Kreise Olpe mit einer geologischen Übersichtskarte 1 : 500 000. Vergleiche namentlich die Karte. Stuttgart. Verlag von Schweizerbarth 1907.

wirtschaftlich bedeutenderen Siegerländer Spateisensteingängen wurden folgende nachgewiesen;

a. Der Horizont der Grauwackensandsteine von Odenspiel als Nebengestein des Spateisensteinvorkommens der Grube St. Andreas bei Wissen;

b. der Horizont der Flaserplatten als Nebengestein der Roteisenstein-Gänge der Grube Neue Hardt bei Weidenau.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren Kayser und Denckmann.

Um 1 Uhr wurde die Sitzung geschlossen.

Protokoll der Sitzung vom 11. August.

Herr Beyschlag eröffnet $9^1/_4$ Uhr die geschäftliche Sitzung und gibt Herrn Seligmann das Wort zum Bericht über die Prüfung der Rechnung, nach welchem an der Rechnungslegung keinerlei Ausstellungen zu machen sind.

Bericht

über den Vermögensstand der Deutschen geologischen Gesellschaft am 31. Dezember 1905.

Kassenbestand	1159 M. 64 Pf.
Der Bestand der Effekten bei der Deutschen Bank beträgt nach der vorigen Rechnung . . .	8800 „ — „
Der Barbestand bei der Bank betrug nach der Staffelberechnung Beleg 23	2463 „ 77 „
Wirklicher Vermögenstand am 31. 12. 05 . . .	12423 M. 41 Pf.

Rechnungs-Abschluss

der Kasse der Deutschen geologischen Gesellschaft in Berlin für das Jahr 1905.

Titel.	Kapitel.	Einnahme.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
		Aus dem Jahre 1904 übernommener Kassenbestand				1932	71
		Einnahme-Reste:					
		Beiträge laut beiliegender Liste . . .	1			150	75
I		Mitglieder-Beiträge, direkt eingegangen .	2	1491	37		
		Durch Nachnahme eingezogen	3	1170	54		
		Cotta'sche Buchhandlung	4	1392	10		
		„ „	5	1862	75		
		„ „	6	981	26		
		„ „	7	240	20		
		„ „	8	480	80		
		„ „	9	520	70		
		„ „	10	530	20		
		„ „	11	280	15		
		„ „	12	310	10		
		„ „	13	80	10		
		„ „	14	180	05		
		„ „	15	100	05		
		„ „	16	50	—		
				9670	37		
		Davon gehen ab die obigen Resteinnahmen		150	75	9519	62
		Seitenbetrag				11603	08

Titel.	Kapitel.	Einnahme.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
		Übertrag				11603	08
II		Verkauf von Zeitschriften.					
		Cottasche Buchhandlung lt. Beleg 10 . .		4	—		
		„ „ „ „ 12 . .		4	—		
		„ „ „ „	17	4	60		
		„ „ „ „	18	22	50		
		„ „ „ „	19	9	—		
		„ „ „ „	20	4	50		
		„ „ „ „	21	14	68		
		„ „ „ „	22	1528	50	1591	78
		Sonstige Einnahme.					
		Von der Bank abgehoben	23			6450	—
		Summa Einnahme				19644	86
		Ab Ausgabe				18485	22
		Bleibt Barbestand bei der Kasse				1159	64
		Bankkonto der deutschen Bank.					
	a	Der Bestand an Wertpapieren beträgt nach der vorigen Rechnung	24			8800	—
	b	Der Bestand an barem Gelde laut Kontoauszug . . . . . 4578,10 M.	23				
		Von diesem Betrage gehen ab die bereits in dem vorjährigen Abschlusse als abgehoben nachgewiesenen . . . . 2400,— M.		2178	10		
		In diesem Betrage sind 500 M. aus dem Jagowschen Nachlasse enthalten					
		Hierzu kommen für 1905:					
		Zinsen der hinterlegten Wertpapiere					
		I. Semester . . . . . 154,— M.	23				
		II. Semester . . . . . 154,— M.	23				
		Zinsen für Bargeld					
		I. Semester . . . . . 50,90 M.	23				
		II. Semester . . . . . 37,45 M.	23	396	35		
		Hinterlegt wurden in 1905 = 6343,32 M.	143/146				
		abgehoben dagegen . . . . . 6450,— M.	23				
		mithin weniger . . . . . 106,68 M.					
		Aufbewahrungsspesen pp. der Bank 4,— M.	23/24	110	68	2463	77
		Vermögensstand am 31. 12. 1905				12423	41
		Zu: die Ausgabe				18485	22
		Seitenbetrag				30908	63

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
I	a.	Druck der Zeitschrift.					
		Buchdruckerei Starcke, Berlin	1/3	1042	—		
		„	4	642	20		
		„	5/7	1177	75		
		„	8/10	847	75		
		Giesecke & Devrient, Leipzig	11	1207	70		
		Zurückerstattet von Fr. Lorenz, Leipzig	12	105	—		
		Summa Tit. I a.				4812	40
	b.	Druck der Tafeln.					
		Meisenbach, Riffarth & Co., Schöneberg	14/17	41	—		
		„ „ „	18/24	157	05		
		„ „ „	25/29	266	90		
		„ „ „	30/35	131	35		
		„ „ „	36/44	276	85		
		Rommel & Co., Stuttgart	45/46	404	—		
		„ „	47/48	73	95		
		„ „	49/53	384	40		
		„ „	54/57	362	40		
		Porthes, Gotha	58/59	44	90		
		„ „	60/61	43	—		
		Birkmaier, München	62/63	15	—		
		Bredel, Berlin	64/65	83	75		
		Thomas, Glanamman	66/67	140	—		
		Lorenz, Marburg	68/69	215	—		
		Etzold, Leipzig	70/71	45	—		
		Loeschmann, Breslau	72/73	15	—		
		Hoffmann, Berlin	74	115	—		
		Pütz „	75	21	50		
		„ „	76	39	—		
		„ „	77	39	—		
		„ „	78	59	—		
		Summa Tit. I b.				2973	05
II		Bibliothek.					
		Hoffmann, Berlin für Einbände	79	98	75		
		„ „ „ „	80	102	95		
		„ „ „ „	81	67	40		
		„ „ „ „	82	90	20		
		Wichmann, Berlin	83	59	10		
		Seitenbetrag				7785	45

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
		Übertrag				7785	45
		Brunzlow, Berlin, für Regale pp.	84/85	680	—		
		” ” ” ”	86/87	660	—		
		Gebr. Schaar, Berlin, für 1 Wand pp. . .	88	37	75		
		Summa Tit. II.				1796	15
III	a.	Bureau- und Verwaltungskosten.					
		Dr. Böhm Vergütung I. Quartal	89	150	—		
		” ” ” II. ”	90	150	—		
		” ” ” III. ”	91	150	—		
		” ” ” IV. ”	92	150	—		
		Vetter ” I. ” (s. a. Pos. IIIb)	93	75	—		
		” ” II. ”	94	75	—		
		” ” III. ”	95	75	—		
		” ” IV. ”	96	75	—		
		Kieckbusch ”	97	200	—		
		Schreiber ” I. Quartal	98	18	75		
		Kretschmann ” II. bis IV. Quartal . .	99	56	25		
		Summa Tit. IIIa.				1175	—
	b.	Sonstige Ausgaben.					
		Vetter für Ausfertigung von Diplomen . .	93	10	—		
		Breitkopf ” ” ” . .	100	9	50		
		Berglein für Schreibarbeit	101	3	—		
		Schreiber für Heften der Kassenbelege . .	102	2	—		
		” ” Hilfeleistung in der Bibliothek	103	34	50		
		Breitkopf ” ” ” ” ”	104	46	—		
		Frau Seiler für Reinigung der Bibliothek .	105	2	25		
		” ” ” ” ” ” .	106	2	25		
		Dr. Gagel für Zeitschriften der Jahrgänge 1902, 1903 u. 1904 von Dr Maas . .	107	60	—		
		Schröder für 1 Kontobuch	108	5	—		
		Koschel, Berlin, für 1 Kranz für v. Richthofen	109/110	30	—		
		Menzel, Berlin, für 1 Schlüssel	111	1	—		
		Schotte für Gerichtskosten	112/113	5	50		
		Notar Lahn für Gebühren	114	13	45		
		Dombrowski für Umdruckarbeiten	115	1	75		
		Summa Tit. IIIb.				226	20
	c.	Porto und Botenlöhne.					
		Dr. Böhm Porto	116	15	—		
		” ”	117	20	—		
		” ”	118	20	—		
		” ”	119	25	—		
		Dr. Gagel ”	120	6	50		
		Seitenbetrag				10982	80

Titel.	Kapitel.	Ausgabe.	No. d. Belege.	Spezial-Summe. ℳ	₰	Haupt-Summe. ℳ	₰
		Übertrag				10982	80
		Vetter, Porto	121	15	99		
		„ „	122	8	42		
		Kieckbusch Porto	123	17	75		
		„ „	124	19	30		
		Cottasche Buchhandlung Porto	125	483	68		
		Starcke, Berlin „	126	192	70		
		„ „ „	127/128	91	30		
		Schreiber, Porto	129	24	70		
		Kretschmann, Porto	130	24	69		
		„ „	131	13	57		
		„ „	132	22	94		
		„ „	133	6	54		
		Cottasche Buchhandlung Einnahmebeleg	4	3	10		
		„ „	5	3	45		
		„ „	6	1	95		
		„ „	7		45		
		„ „	8		95		
		„ „	9	1	—		
		„ „	10	1	15		
		„ „	11		55		
		„ „	12		40		
		„ „	13		15		
		„ „	14		30		
		„ „	15		20		
		„ „	16		10		
		„ „	17		15		
		„ „	21		15		
		Summe Tit. III c.				1022	13
		Jahresversammlung					
		Kretschmann für Einladungen	134	22	82		
		Walter, Tübingen, für Dekorationen	135/136	20	—		
		Hauff, Holzmaden, für geol. Aufschlüsse	137/138	57	95		
		Dr. Koken, Tübingen, für Auslagen	139/142	36	20		
		Summe Jahresversammlung				136	97
		Zur Hinterlegung auf der Deutschen Bank.					
		Am 17. 1. 05	143	3000	—		
		„ 30. 1. 05	144	2124	76		
		„ 2. 3. 05	145	905	18		
		„ 3. 8. 05	146	313	38	6343	32
		Konto der Deutschen Bank.					
		Wertpapiere nach dem vorjährigen Abschlusse	24	8800	—		
		Bestand an barem Gelde	23	2463	77	11263	77
		Barbestand der Kasse				1159	64
		Summa Ausgabe				30908	63

Voranschlag für das Jahr 1907.

Ausgaben.		Einnahmen.	
I. a) Druck der Zeitschrift	3500 M.	I. Mitglieder-Beiträge 470×20	9400 M.
b) „ der Tafeln .	1800 „		
c) „ der Monatsber.	1200 „		
II. Bibliothek:		II. a) Verkauf der Zeitschrift	1400 „
a) für Einbände . . .	700 „	b) Verkauf des 50. Band-Registers	105 „
b) „ Schränke . . .	500 „	c) Zinsen der im Depot befindlichen Staatspapiere und baren Gelder	390 „
c) „ Reinigung . . .	20 „		
d) Druck des Katalogs .	1000 „		
III. Bureau- u. Verwaltungskosten:			
a) Gehälter	1175 „		
b) Sonstige Ausgaben .	100 „		
c) Porto- u. Botenlöhne	1200 „		
IV. Jahresversammlung . .	100 „		
	11295 M.		11295 M.

Coblenz, den 11. August 1906.

E. Dathe,
Schatzmeister der Deutschen geol. Gesellschaft.

Die Herren Rechnungsrevisoren beantragen Entlastung des Schatzmeisters. Der Antrag wird einstimmig angenommen.

Der Vorsitzende teilt mit, daß die Revisionen der Kasse und der Bibliothek gemäß den Satzungen regelmäßig ausgeführt sind und verliest ein Schreiben, in dem der Bibliothekar der Gesellschaft, Herr Jentzsch, berichtet, daß der neue Bibliothekskatalog voraussichtlich im November dieses Jahres erscheinen wird, und daß die Neuaufstellung der Bibliothek zu Ende geführt ist.

Die Bibliothek ist von den Herren Wahnschaffe, Kühn und J. Böhm als Revisoren geprüft und in Ordnung gefunden. Auf Antrag des Vorsitzenden erteilt die Versammlung dem Archivar Entlastung.

Herr Krusch berichtet als Leiter der Redaktionsarbeiten über den Stand der Veröffentlichungen.

Im Laufe dieses Jahres, d. h. von der Allgemeinen Versammlung in Tübingen bis zu der in Coblenz, erschienen 9 Monatsberichte (Juli 1905 bis März 1906) mit 28 Vorträgen und 27 briefl. Mitteilungen.

Seit dem vorjährigen Geschäftsbericht wurden an Vierteljahrsheften herausgegeben:

1905, H. 2. 3. 1906, H. 1.

Die 3 Hefte enthalten zusammen 8 Abhandlungen.

Es liegen nahezu druckfertig vor und werden innerhalb der nächsten zwei Wochen zur Ausgabe gelangt sein:

1905, H. 4. 1906, Monatsberichte für April und Mai.

Die Zahl der Mitglieder betrug am 1. Januar 1905	477
Es traten neu ein	30
Es schieden durch Tod und Austritt aus . . .	18
Es waren am 1. Januar 1906:	489.

Im Anschluß hieran bittet Herr Pompeckj folgende Änderungen betr. die Zeitschrift und ihre Drucklegung in Erwägung ziehen zu wollen:

1. die Korrektur-Bogen den Autoren in duplo zuzustellen,
2. zur Vermeidung von Prioritätsstreitigkeiten die Druckbogen mit dem Datum ihrer Druckfertigstellung zu versehen, da der Zeitpunkt der Herausgabe der Hefte nicht übereinstimmt mit der Jahreszahl des Titelblatts,
3. das Format, das betr. Abbildungen und Karten nicht praktisch sei, zu vergrößern.

Der Vorsitzende teilt mit, daß in der letzten Vorstandssitzung beschlossen ist, jeder in der Zeitschrift erscheinenden Arbeit das Datum des Eingangs zuzufügen. Eine Änderung des Formats würde sich durchführen lassen bei der Übergabe des Druckes an eine andere Druckerei.

Herr von Koenen schlägt vor, die Formatsänderung nach Abschluß einer Dekade vorzunehmen.

Herr Wichmann meint, eine Formatsänderung sei nicht nötig.

Der Vorsitzende teilt mit, daß auch bei den Veröffentlichungen der geologischen Landesanstalt die Druckfläche der Seite nicht größer sei als bei der Zeitschrift trotz ihres größeren Formats und bittet, Beschlußfassung über diese Punkte der Vorstandssitzung zu überlassen.

Hierauf wird die geschäftliche Sitzung geschlossen.

Herr Baltzer eröffnet die wissenschaftliche Sitzung, teilt mit, daß die fertigen Präsenzlisten ausgelegt sind und gibt das Wort zu dem folgenden Vortrag:

Herr **H. Lotz** sprach über **Vorläufige Mitteilungen zur Geologie Deutsch-Südwestafrikas.**

Durch die Eingeborenenaufstände wurde die Tätigkeit des Verfassers stark eingeengt und beschränkte sich wesentlich auf die Reisewege Swakopmund—Windhuk—Rehoboth und Lüderitzbucht—Keetmannshoop.

I. Beobachtungen aus dem Norden: An die Gneisgranitzone mit vorherrschendem Granit schließt sich unmittelbar südlich

Okahandja, wie bereits Voit und Stollreither mitteilen[1]), eine mächtige fast 100 km breite Glimmerschieferzone von einfachem Bau an; die Schichten streichen SO—NO bis nahezu W—O und fallen nach N ein. Die Landschaft bekommt dadurch einen fast eintönigen Charakter. Eruptivgesteine wurden nur an wenigen Stellen in geringer Mächtigkeit beobachtet (Amphibolit, Diabas). Auch Kalkeinlagerungen sind spärlich. Etwa 15—20 km südlich von Windhuk verläuft die über 2000 m hohe Kette der Auasberge, nach O bis zur Farm Voigtland reichend und gebildet aus einer mächtigen Zone von Quarziten, die sich im tektonischen Aufbau ganz an die Glimmerschiefer anschließen. Der steile Südhang der Auasberge scheint durch eine gewaltige Bruchlinie gebildet zu werden, südlich deren eine völlige Veränderung im Aufbau eintritt: Granite und Gneis treten wieder auf, desgleichen Diorite; aber auch geschichtete Gesteine, namentlich Kalke, wurden beobachtet. Hier, im Land der Rehobother Bastards schließen Gürichs[2]) Untersuchungen aus dem Jahre 1888 wieder an.

Besonderes Interesse, auch vom praktischen Gesichtspunkt, rufen die heißen Quellen Groß- und Kleinwindhuks hervor, auf deren Ergiebigkeit (etwa 1800 cbm täglich) neben ihrer geographischen Lage die bevorzugte Stellung dieser Plätze beruht. Die Quellen Groß-Windhuks entsteigen einer annähernd NS gerichteten, scharf nachzuweisenden Abbruchslinie; es sind mehr als 20 einzelne Austritte längs einer einzigen etwa 1500 m langen Linie, in deren Mitte etwa die Temperaturen am höchsten sind. Schwefel ist nur in ganz geringem Grade an der Hauptquelle zu beobachten, das Absatzprodukt ist feste oder fast pulverige Kieselsäure. Der früher vermutete Nachweis einer einzigen Quellenspalte oder Zone in NS Richtung für alle heißen Quellen des ganzen Landes erscheint sehr fraglich, wenn man Karten größeren Maßstabes zu Grunde legt.

Die Quellen Kleinwindhuks entsteigen anscheinend einer NW—SO gerichteten Bruchzone, sind weniger heiß und haben viel geringeren Mineralgehalt.

II. Beobachtungen im Süden: Redner hat sich eingehend mit dem Studium des Wüstenstreifens zwischen Lüderitzbucht und Kubub, insbesondere mit der Entstehung der dortigen Wanderdünen beschäftigt, die einen viel kleineren Raum einnehmen, als man bisher vermutete. Ihre Entstehung ist den in der heißen Jahreszeit regelmäßig auftretenden starken Südwinden zuzuschreiben, die ihrerseits eine Folge des kalten Meeresstromes sind. Die Dünen — typische Sicheldünen — schließen sich eng an die Küste an, nur vorspringende Halbinseln, wie z. B.

[1]) Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1904, S. 384 ff. Berlin 1905.
[2]) Mitteilg. d. geogr. Gesellsch. Hamburg, Heft 1. Hamburg 1891.

bei Lüderitzbucht freilassend. Aus der Süd-Nord Richtung werden sie bei Lüderitzbucht durch die Kette der Kovisberge gedrängt, die zugleich eine Aufstauung der Sandmassen bis zu 200—300 m Höhe hervorruft, während die Wanderdünen sonst im allgemeinen dort nicht höher als 20 m werden.

Jenseits der Wanderdünenzone liegen einige für den Verkehr wichtige Wasserstellen, von denen namentlich Kaukausip (Gao-Kausib) interessant ist als Abfluß eines ehemals existierenden Binnensees, dessen Sedimente — rote Konglomerate und weiße Kalkschichten aufgefunden wurden. Der See dürfte einer früheren Regenperiode angehört haben.

Jenseits Kubub beginnen die Tafelberge. Die dem Gneis-Granit aufgelagerten Sedimente bilden anfangs nur eine schwache, sanft nach O einfallende Decke, die von zahlreichen NW—SO verlaufenden Bruchlinien zerschnitten wird. Auf diesen Bruchlinien liegen sehr ergiebige Quellen. N—S-Brüche fanden sich nicht; allerdings konnte der allgemein als solcher bezeichnete Fischflußgraben nicht untersucht werden. Arkosen, Schiefer und Quarzite bilden die unterste wenig mächtige Schichtengruppe, darüber folgen dunkelblaue Dolomite. Die Identifizierung dieser beiden Gruppen mit den Black Reef-Series und Dolomite-Series des Potchefstrom-Systems in Transvaal liegt ohne weiteres nahe. Die darüber folgenden ziemlich mächtigen Sandsteine und Schiefer zwischen Brakwasser und dem Fischfluß sind zweifellos jünger, sie unterlagern den Dolomit keineswegs, wie Schenck angibt[1]).

Jenseits des Fischflusses tritt ein völlig neues Schichtensystem von Mergel und Schiefern auf, in dem am Schlangenkopf vom Verfasser Einschlüsse von verschiedenartigen Geröllen gefunden wurden. Die Gegend um Keetmanshoop ist außerdem reich an Diorit(?)-Durchbrüchen in Gangform und in Decken; es fanden sich dort an Fossilien leider nur versteinerte Hölzer, trotzdem darf man vielleicht Glieder der Karrooformation für diesen Teil des Südens annehmen. Die Bearbeitung der Gesteine steht aber noch aus und dürfte weiteres Material zur Förderung dieser Frage bringen.

Eine Debatte findet nicht statt.

Der Vorsitzende teilt ferner mit, daß Herr Jaekel einige Aquarelle vom Vesuv aus der Zeit der letzten Eruption und Herr Busz ein Relief-Modell des Siebengebirges ausgestellt hat.

Von Herrn Jentzsch ist eine Mitteilung über Auswertung erdmagnetischer Linien zur Erkenntnis des geologischen Schichtenbaues eingegangen mit der Bitte, diese der Versammlung vorzulesen.

---

[1]) Verhdlg. d. X. Geogrtag. in Stuttgart 1893, S. 155 ff.

In Anbetracht der Kürze der Zeit bittet der Vorsitzende von einer Vorlesung abzusehen und schlägt vor, das Schreiben in den Bericht aufzunehmen. Der Vorschlag wird angenommen.

Hierauf hält Herr **WAHNSCHAFFE** seinen Vortrag über: **„Glaziale Schichtenstörungen im Tertiär und Diluvium bei Freienwalde a. O. und bei Fürstenwalde“** den er durch eine Anzahl von Lichtbildern erläutert.

Die Wirkungen des Inlandeises auf die lockeren Ablagerungen des Tertiärs und auf die vor dem vorrückenden Eise abgelagerten Glazialbildungen sind im norddeutschen Flachlande vielfach nachgewiesen, wo durch tiefere Gruben-Aufschlüsse oder durch eine Reihe nahe bei einander gelegener Tiefbohrungen die Lagerungsverhältnisse bekannt geworden sind. Dort, wo das Inlandeis mehr oder weniger weit vom Randgebiete entfernt als eine einheitliche, spaltenfreie Masse von großer Mächtigkeit dem Boden auflag, bestanden diese Wirkungen infolge der bedeutenden Schwere der auflastenden Eismassen in einer starken vertikalen Zusammenpressung der Untergrundschichten und namentlich der abgelagerten Grundmoränen, die bekanntlich bei größerer Mächtigkeit und toniger Beschaffenheit oft eine außerordentlich feste Masse bilden. In derartigen Grundmoränen ist häufig als eine Folge des Druckes eine gewisse Schieferung zu beobachten, auch sind sie zuweilen so fest zusammengepreßt, daß sie beim Abbau mit Pulver fortgesprengt werden müssen. Da nun das Gletschereis sich stetig nach dem Randgebiete hin fortbewegt und immerwährend eine Abschmelzung seiner unteren mehr oder weniger reichlich mit Schutt beladenen Partien stattfindet, so tritt je nach Umständen entweder eine fortdauernde Anhäufung von Grundmoräne ein, oder die Eismassen erodieren ihre Unterlage, führen Schutt hinweg und schaffen auf diese Weise Becken und Rinnen. Nur wo das Inlandeis im norddeutschen Flachlande auf einer ebenen oder flach abwärts geneigten Fläche ohne Widerstand sich fortbewegen konnte, fand eine gleichmäßige Ablagerung von Geschiebemergel, oder falls die Gletscherschmelzwässer in ausgiebiger Weise auf die Grundmoräne einwirken konnten, von Geschiebesand statt. Aufpressungen und Aufstauchungen des Untergrundes können im Zentralgebiete des Inlandeises, wo dieses dem Boden unmittelbar aufruht, nicht stattfinden, weil kein Platz vorhanden ist, in den hinein die dem Druck ausgesetzten Massen ausweichen könnten, es sei denn, daß durch subglaziale Schmelzwässer irgendwelche Hohlräume zwischen Eis und Boden geschaffen worden wären, was jedoch vorwiegend im Randgebiete der Fall sein wird.

Die Einwirkungen des Inlandeisrandes auf die Ablagerungen des Untergrundes machen sich in verschiedener Weise geltend, je nachdem sich das Eis in stark fortschreitender Bewegung befindet, oder stationär geworden ist, sodaß das Vorrücken und Zurückschmelzen sich ungefähr die Wage hält, oder bei gleichmäßigem Zurückschmelzen in einen toten, bewegungslosen Zustand übergeht. In den beiden ersten Fällen kann durch den Eisrand infolge der einseitigen Belastung eine mehr oder weniger hohe wallartige Aufpressung des Untergrundes bewirkt werden. Dagegen wird dieser einseitig lastende Druck bei dem toten Eise nur gering sein, da sein Rand infolge der starken Abschmelzung und des Fehlens neuer Eiszufuhr nur flach und niedrig sein kann. Bedeutendere Aufpressungserscheinungen der Untergrundschichten werden deshalb am Rande des im Vorrücken befindlichen oder des stationären Eisrandes entstehen können, weil hier durch das stetige Zuströmen von Eis eine Schwellung der Randpartien bewirkt wird.

Noch größere Störungen der ursprünglichen Schichtung und des Schichtenverbandes der Ablagerungen, die das Inlandeis überschreitet, können nur in dem Falle eintreten, wenn das vorrückende Eis an seinem Rande Widerstände vorfindet, mögen dieselben nun in selbstgeschaffenen randlichen Aufpressungen des Untergrundes [1]), in bedeutenden glazialen Aufschüttungen, in den durch die Erosion der Gletscherströme bewirkten Unregelmäßigkeiten der Oberfläche bestehen, oder schließlich auch durch tektonische, tiefer greifende Störungen hervorgerufen sein.

Bei weiterem Vorrücken überschreitet das Eis die zusammengefalteten oder aufgerissenen und schollenartig überschobenen Schichten, preßt dieselben fest zusammen und fließt über die Unregelmäßigkeiten des Bodens hinweg, ohne dieselben völlig einzuebnen oder zu zerstören. Beim gleichmäßigen Zurückschmelzen der Eismassen, bei dem keine Randmoränen entstehen, sondern nur der in den unteren Teilen des Eises eingeschlossene Schutt ausschmilzt und als dünne Decke an der Oberfläche liegen bleibt oder durch die Eisschmelzwässer umgelagert wird, treten dann diese Unebenheiten des ehemaligen Gletscherbodens als Kuppen und Rücken hervor, die oft ganz unregelmäßig und ohne bestimmte Anordnung im Gelände verteilt sind. Hierzu gehören u. a. die sogenannten Durchragungen [2]), Kuppen, die häufig ganz von Grundmoräne umgeben sind, aber in ihrem Kern mehr oder weniger steil aufgerichtete Sande und Tone zeigen. Es ist daher meiner Auffassung nach nicht richtig, vereinzelte in einer

[1]) F. Wahnschaffe: Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Diese Zeitschr. 1882, S. 577.

[2]) Diese Zeitschr. 1882, S. 598—99.

Grundmoränenlandschaft hervortretende Kuppen und Hügel, die sich als Durchragungen zu erkennen geben, durchweg als am Eisrande beim Rückzuge gebildete Durchragungszüge oder Staumoränen aufzufassen und durch eine Linie zu verbinden, die die ehemalige Lage dieses Eisrandes angeben soll.

Randmoränen, die im norddeutschen Flachlande meist als Endmoränen bezeichnet worden sind, können sich nur dort bilden, wo das Eis sich noch in starker Vorwärtsbewegung befindet, aber diese Bewegung durch das Abschmelzen des Randes annähernd parallelisiert wird, sodaß letzteres scheinbar in einer bestimmten Linie still zu stehen scheint, eine Erscheinung, die Keilhack als Stillstandslage bezeichnet hat. Nur in diesem stark vorrückenden Zustande vermag das Eis immerfort Schuttmaterial nach dem Rande zu transportieren, sodaß es dort zur Anhäufung mehr oder weniger hoher Schutt- und Blockwälle kommen kann, die den stationären Eisrand umgürten und deshalb als Randmoränen zu bezeichnen sind. Bei dem das norddeutsche Flachland ehemals bedeckenden Inlandeise waren keine Obermoränen vorhanden, sondern die Randmoränen bildeten sich aus dem im untersten Teile des Eises eingeschlossenen Materiale und den Grundmoränen. Wurden die feineren tonigen und sandigen Bestandteile durch die am Rande austretenden Gletscherschmelzwasser fortgeführt, so entstanden Blockpackungen, brachten dagegen die oberflächlich über den ausgeaparten Schutt des Eisrands strömenden Schmelzwässer Sande und Kiese am Eisrande zum Absatz, so bildeten sich die sogenannten Kames-Rücken, die mit zu den Endmoränen gerechnet werden müssen.

Da aber der Eisrand während der Ablagerung der Endmoränen sehr häufig Oszillationen ausführt, die bald in einem Vorrücken, bald in einem Zurückweichen desselben bestehen, so bieten die zuvor aufgeschütteten Ablagerungen beim Vorrücken des Eises Widerstände dar, die zu Störungen Veranlassung geben. Außerdem werden auch beim starken Anschwellen des Eisrandes, wie schon hervorgehoben, die tieferen Schichten des Untergrundes, soweit dieselben aus losen und namentlich plastischen Ablagerungen bestehen, durch den einseitig lastenden Druck häufig emporgepreßt und mit zu den Randmoränen verarbeitet, sodaß diese dann ein wirres Durcheinander von Blockpackungen, Kiesen, Sanden, Tonen und Geschiebemergeln zeigen. Auch ältere Schichten des tieferen Untergrundes, namentlich Tertiär- und Kreidebildungen sind in den Endmoränenzügen oft hoch emporgepreßt. Stets aber sind bei ihnen die Aufpressungen mit Aufschüttungen aufs engste verknüpft. Außerdem läßt sich die ehemalige Lage des Eisrandes meist dadurch aufs deutlichste erkennen, daß vor den scharf hervortretenden Aufpressungs- und

Aufschüttungswällen ein ebenes mit Kies und Sand überschüttetes Vorland, der sogenannte „Sandr“ vorhanden ist. Nur dort, wo die Schmelzwasser des Eisrandes durch tief eingeschnittene Abzugskanäle einen Abzug fanden, kann die „Sandr-Bildung“ z. T. fehlen oder nur undeutlich entwickelt sein.

Wie aus diesen Darlegungen hervorgeht, können stark wellige und in ihrem inneren Aufbau gestörte Erhebungen im norddeutschen Flachlande vorhanden sein, die mit den Endmoränenbildungen nichts zu tun haben, sondern beim Vorrücken des Eises gebildet, unter ihm konserviert und bei seinem gleichmäßigem Zurückschmelzen wieder freigelegt worden sind. Hierhin rechne ich beispielsweise den Finkenwalder Höhenzug[1]) und das sogleich zu besprechende Gebiet von Freienwalde a. O. Andererseits stehen typische Endmoränenbildungen mit bedeutenden Aufpressungserscheinungen in engster Beziehung, wofür die Gegend südlich von Fürstenwalde an der Spree ein ausgezeichnetes Beispiel darbietet.

Was zunächst die Freienwalder Gegend anbetrifft, so tritt dieselbe als ein Teil der Barnim-Lebuser Hochfläche mit steilen Gehängen an die breite Talniederung des Thorn-Eberswalder Urstromtales im S heran, dessen nördliche Begrenzung hier der sowohl als Blockpackung wie als Staumoräne in vorzüglicher Weise entwickelte Chorin-Oderberg-Neuenhagener Endmoränenzug bildet. An dem von tiefen Schluchtentälern durchzogenen und sich bis zu 90 m über NN oder 87 m über dem Alluvium des Odertales erhebenden Steilgehänge zwischen Falkenberg und Freienwalde tritt das Tertiär vom mitteloligocänen Septarienton an bis zu den miocänen Braunkohlenbildungen in lückenloser Reihenfolge zu Tage und ist durch große Gruben, die den Quarzsand der märkischen Braunkohlenformation, die oberoligocänen Glimmersande und den mitteloligocänen Septarienton abbauen, vorzüglich aufgeschlossen.

Wie sich aus den zahlreich vorhandenen Aufschlüssen aufs deutlichste erkennen läßt, haben die gesamten Tertiärablagerungen zusammen mit den älteren Diluvialbildungen eine gewaltige Störung erlitten, die während des Vorrückens der letzten Inlandeisdecke vor dem Eisrande eingetreten sein muß, da die Grundmoräne der letzten Vereisung, der Obere Geschiebemergel, die aufgerichteten, überschobenen und verquetschten Diluvial- und Tertiärablagerungen diskordant überlagert und abschneidet, sodaß das Eis das vorher gebildete Störungsgebiet überschritten haben

[1]) Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. Diese Zeitschr. 1904, S. 24—35.

Septarientongrube der Ziegelei Alaunwerk im Grunde des Marientales bei Freienwalde a. O.

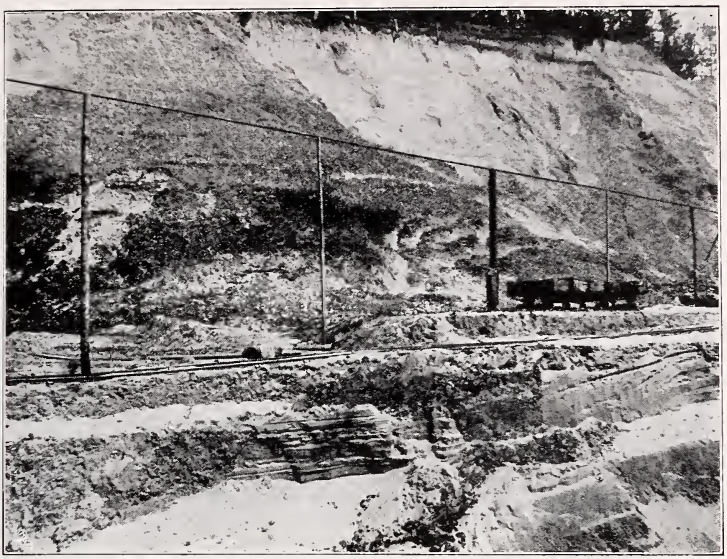


Fig. 1. NW-SO-Wand. Septarienton, in der Sohle der Grube unter dem untersten Schienenstrange von geschichtetem Diluvialsand unterlagert.

Fig. 2. Hintere Grubenwand: NO-SW. Septarienton mit starken Biegungen, durch die eingelagerten Septarien gekennzeichnet. Rechts beim Schuppen zwischen dem Septarienton und dem geschichteten Diluvialsande über der Grubensohle eingeklemmte Scholle von miocänen Braunkohlentonen und -sanden; links in der Grubensohle geschichteter Diluvialsand unter Septarienton.

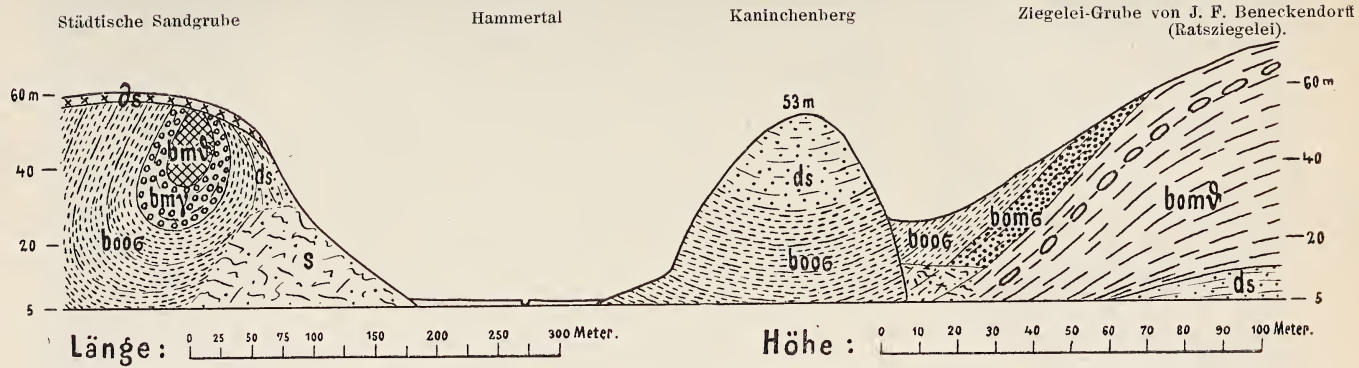
J. F. Starcke, Berlin W.

muß. Durch den in den letzten Jahren stark vorgeschrittenen Abbau sind gegenwärtig in den Septarientongruben von J. F. Beneckendorff an der Falkenberg-Freienwalder Chaussee und der Ziegelei Alaunwerk im Grunde des Marientales (s. Fig. 1) in den Grubensohlen unter dem Septarienton horizontal geschichtete diluviale Sande aufgeschlossen, die demnach hier von einer zusammenhängenden über einen Kilometer zu verfolgenden Partie von Septarienton flach überschoben worden sind. In der Grube Alaunwerk bildet dieser Ton am südöstlichen Stoß (Fig. 2.) eine 46 m hohe Wand und ist dort z. T. von nur wenig mächtigen Geschiebesanden bedeckt. Seine Oberkante erhebt sich zwischen Falkenberg und Freienwalde von 35 bis zu 60 m über die Sohle des Odertales, während er östlich und westlich dieses Aufragungsgebietes sofort unter dem jüngeren Tertiär verschwindet und in der Stadt Freienwalde im Bohrloche Scheck in der Weinbergstraße erst in 64 m Tiefe, demnach etwa 50 m unter der Talsohle des Odertales getroffen wurde.

Der Septarienton hat durch den starken Druck, dem er ausgesetzt gewesen ist, seine Schichtung fast völlig verloren, doch ist dieselbe noch angedeutet durch die dem Ton in gewissen Zonen eingelagerten Septarien. Diese oft einen Meter im Durchmesser großen brodleibartigen Konkretionen sind in sich zuweilen völlig zertrümmert, doch zeigen sie durch ihre reihenweise auftretende Anordnung die großen Knickungen und Stauchungen, die der Ton bei dieser Überschiebung, die von Nordost aus erfolgt sein muß, erlitten hat (Fig. 2). Eine weitere Folge des Druckes sind die glänzenden, harnischartigen Ablösungsflächen, welche der Ton namentlich in seinen unteren Partien zeigt. Bei der Überschiebung des Septarientones samt dem ihn überlagernden glaukonitischen und Toneisenstein-Bänke führenden Stettiner Sande wurden die oberoligocänen Glimmersande, die Quarzsande und Letten der miocänen Braunkohlenformation und die darauf liegenden diluvialen Kiese in Sättel und Mulden zusammengepreßt, die z. T. überkippten, wie dies der Aufschluß der Städtischen Sandgrube südlich der Ziegelei von F. W. Rath und die Quarzsandgrube der Freienwalder Chamotte-Fabrik von Henneberg & Co. zeigt. Das beigefügte Profil (Fig. 3) wird diese Verhältnisse am besten veranschaulichen.

Es ist kaum anzunehmen, daß der vom jüngeren Tertiär und älteren Diluvium überlagerte Septarienton einzig und allein durch den einseitig lastenden Druck des vorrückenden Eisrandes emporgepreßt worden ist, sondern es ist viel wahrscheinlicher, daß schon vor Ablagerung der jüngsten Grundmoräne tektonische Störungen, wohl der Hauptsache nach Verwerfungen, stattgefunden,

Profil zwischen Freienwalde a. O. und Falkenberg.



bomδ	Septarienton	Mittel-Oligocän.
bomσ	Stettiner Sand	
booσ	Mariner Glimmersand.	Ober-Oligocän.
bmγ	Quarzsand und -Kies.	Miocän.
bmϑ	Braunkohlenlette.	Miocän.
ds	Diluvialsand und -Kies.	Älteres Diluvium.
ðs	Geschiebesand.	Jüngeres Diluvium.
s	Gehängeschutt.	

Fig. 3.

haben, durch welche das Tertiär horstartig herausgehoben und der für die aufschiebende Wirkung des vorrückenden letzten Inlandeises erforderliche Widerstand geschaffen wurde. Aus den Lagerungsverhältnissen geht hervor, daß der Septarienton zuerst als Falte am Eisrande aufgesattelt wurde, dann überkippte und als liegende Falte über die diluvialen Sande überschoben wurde.

Mit den Endmoränen haben diese morphologisch als breiterer Rücken aus der Landschaft hervortretenden Emporpressungen des tertiären Gebirges nichts zu tun[1]), denn es fehlen ihnen die charakteristischen Merkmale einer Stillstandslage, die Sandrbildungen vor dem Eisrande und die randlichen Aufschüttungsmassen, welche, wie dies Schröder an den Staumoränen der Neuenhagener Insel gezeigt hat, allerdings auch häufig mit Störungen verknüpft sind.

Ebenso großartige Störungen des Tertiärs und Diluviums sind in der südlich von Fürstenwalde gelegenen Hochfläche zu beobachten, die im Norden von der breiten Talfläche des Warschau-Berliner Urstromtales begrenzt wird und sich in den Rauenschen Bergen bis 147,9, in den Dubrow-Bergen bis 149,5 m über N N erhebt, während Erhebungen über 100 m dort mehrfach vorhanden sind. Dieses sich zwischen den Städten Fürstenwalde, Storkow und Beeskow ausdehnende Gebiet habe ich seit zwei Jahren zum Gegenstande einer besonderen Untersuchung gemacht, die in den Veröffentlichungen der preußischen geologischen Landesanstalt demnächst erscheinen wird, während hier nur die wichtigsten Ergebnisse mitgeteilt werden können.

Das hier den Kern der Erhebungen bildende und in diesen stets in sehr gestörten Lagerungsverhältnissen auftretende Tertiär gehört ausschließlich den miocänen Braunkohlenbildungen an und zwar der hangenden Partie, die aus mageren schokoladenfarbigen oder durch Kohle schwärzlich gefärbten Letten, mehr oder weniger glimmerreichen feinen Quarzsanden von weißer oder bräunlicher Farbe und aus einem wenig mächtigen Flöz von erdiger Braunkohle bestehen. Die liegende Partie mit mächtigeren

---

[1]) Anmerkung während des Druckes.

Herr P. G. Krause wird demnächst in dieser Zeitschrift über eine von ihm nachgewiesene Eisrandlage berichten, die im nördlichsten Teile des Blattes Wölsickendorf südwestlich von Falkenberg bei Cöthen beginnend sich in westlicher Richtung bis über Eberswalde hinaus erstreckt. Ich bin der Ansicht, daß die großen Störungen am Rande der Hochfläche zwischen Freienwalde und Falkenberg nicht durch diese Eisrandlage, sondern bereits früher beim Vorrücken des Inlandeises der letzten Glazialperiode entstanden sind. — Eine ausführliche Beschreibung der Tertiäraufschlüsse werde ich in den Erläuterungen zu dem jetzt in Druck befindlichen Blatt Freienwalde geben.

Braunkohlenflözen und Quarzsanden ist nur durch den Bergbau in den Rauenschen Bergen aufgeschlossen, doch sind grobe Quarzsandpartien an einigen Stellen emporgepreßt worden. Die Störungen der hangenden Braunkohlenbildungen bestehen einmal in einer Zusammenschiebung zu Sätteln und Mulden, an der die älteren das Tertiär unmittelbar überlagernden diluvialen Kiese und Sande mitbeteiligt sind. In ausgezeichneter Weise war dies am Ostabhange der Rauenschen Berge in der Grube von August Dinklage zu beobachten, wo die Tertiärschichten und Diluvialkiese einen Sattel bilden. Die östlich davon gelegene Grube der Frau Dinklage zeigt zuunterst Letten, die zu einer schiefen Mulde steil zusammengepreßt und von schwarzen Letten sowie gestreiften hellen Formsanden von NNO her diskordant überschoben worden sind. Infolge des starken seitlichen Druckes zeigen diese Formsande eine Zickzack-Schichtung, welche durch zahllose kleine Verwerfungen hervorgerufen ist.

Am Ostabhange der Dubrowberge zeigt eine 12 m hohe Grubenwand tertiäre Letten und Feinsande von nur geringmächtigem Diluvialsand und Geschiebemergel überlagert. Das ganze Tertiär ist stark gestaucht und zusammengepreßt sowie von zahllosen kleinen Verwerfungen durchsetzt, die eine Sprunghöhe bis zu einem halben Meter besitzen.

In der Tongrube westlich von Sauen kann man deutlich erkennen, daß die Störungen des Tertiärs in diluvialer Zeit erfolgt sein müssen. Die Unterlage des Tertiärs wird hier von Diluvialablagerungen gebildet, die sich durch die ganze Grube hindurch nachweisen lassen. Sie bestehen aus einem Sattel von Geschiebemergel, der an mehreren Stellen von Diluvialkiesen und Sanden überlagert wird. Über diese hinweg ist eine sehr unregelmäßig gelagerte Scholle von Tertiär mit diluvialen Zwischenlagerungen überschoben worden. Überlagert wird diese Tertiärscholle von Geschiebemergel, einer diluvialen Geröllschicht und Geschiebesand.

Von ganz besonderem Interesse sind die großen Ziegeleigruben zu beiden Seiten des Scharmützelsees. Dieser 13 km lange und im Maximum 2 km breite von Nord nach Süd sich erstreckende Rinnen-See findet nach Norden zwischen Fischerhütte und Petersdorf seine Fortsetzung in einer schmalen wasserleeren Talfurche, an die sich nach Nordost zu der kleine zwischen den Rauenschen und den Soldaten-Bergen gelegene Petersdorfer See unmittelbar anschließt. Der Spiegel des Petersdorfer Sees liegt 43, der des Scharmützelsees 38,2 m über Normal Null. Auf der Westseite des Scharmützelsees liegen die Gruben der Saarower Ziegelei und der Ziegelei Silberberg, auf

der Ostseite diejenigen der Ziegelei Pieskow und Diensdorf. Die ausgedehnte einen Kilometer westlich vom Seeufer gelegene Ziegeleigrube von Saarow bietet an ihren Steilwänden eine Fülle sehr bemerkenswerter Profile. Gleich beim Eintritt in die Grube von Osten her sieht man an der 9 m hohen nördlichen Grubenwand tertiäre Formsande, Letten und Braunkohle in wirrer Zusammenpressung auf Geschiebemergel, den ich der mittleren Vereisung zuweisen möchte, aufgeschoben. Dabei ist der Geschiebemergel als eine steile Klippe in das Tertiär hineingepreßt worden. Diese gestörten Diluvial- und Tertiärablagerungen werden hier diskordant von Geschiebesand überlagert.

In anderen Teilen dieser Grube sieht man, wie die hangenden Braunkohlenbildungen mit einem zu unterst liegenden bis 2 m mächtigen Braunkohlenflöz in steile Sättel und Mulden zusammengeschoben sind und erkennt an dem 20 m hohen Weststoße der Grube, daß das gesamte Tertiär über Geschiebemergel, der dort bis auf 5 m Tiefe aufgeschlossen ist, überschoben worden ist. Auch im südlichsten Teile dieser Grube sind in 4—5 m Tiefe tertiäre braungefärbte Sande unter dem mit 30^0 einfallenden Braunkohlenflöz ganz mit nordischen kleinen Geröllen durchsetzt. An vielen Stellen sieht man, wie die gestörten Schichten an der Oberfläche vom Oberen Geschiebemergel, der bis zu 2 m Mächtigkeit erreicht, diskordant abgeschnitten werden. Bei Silberberg sind drei große Aufschlüsse vorhanden, von denen jedoch der mittlere in ost-westlicher Richtung südlich des Bullenberges sich erstreckende keine Beobachtungen mehr gestattet, da der Abbau der Tertiärletten hier aufgehört hat und die Grubenwände völlig vom Regen überwaschen sind. Aus dieser Grube hat Zache[1]) eine steile Verwerfung beschrieben, an der Tertiär gegen Diluvium abstößt und auf Grund derselben gefolgert, daß die Bildung des Scharmützelsees in spätglazialer Zeit auf einen Grabenbruch zurückzuführen sei. Das von ihm gegebene Profil dieser Grabenversenkung ist jedoch bis auf diese eine, jetzt nicht mehr kontrollierbare Beobachtung völlig hypothetisch. Es ist ganz selbstverständlich, daß bei der Überschiebung des Tertiärs auf das Diluvium durch den Druck des Inlandeises Zerreißungen der Schichten und demnach auch Verwerfungen stattgefunden haben, doch haben letztere, soweit ich beobachten konnte, meist nur geringe Sprunghöhe und finden sich ebenso auch in Gruben, die weitab von dieser Seerinne gelegen sind und wo die orographischen Verhältnisse keinerlei Senkung andeuten. Die Bil-

[1]) Die Landschaften der Provinz Brandenburg, Stuttgart 1905, S. 185—189.

dung des Scharmützelsees kann ich nach meinen Beobachtungen, wie ich nachher zeigen werde, nur als eine Erosionsrinne eines vom Inlandeisrande kommenden Schmelzwasserstromes auffassen.

Die nahe östlich vom Gute Silberberg gelegene Ziegeleigrube zeigt außerordentlich gestörte Lagerungsverhältnisee. Das Braunkohlenflöz ist hier in lauter kleine einzelne Fetzen zerdrückt und mit den Formsanden und Lette in wirrer Unordnung durcheinander geknetet worden. Die auf dem Tertiär liegenden geschichteten Diluvialsande nehmen an diesen Störungen teil, diluviale Geschiebe sind oft tief in die Tertiärschichten hineingepreßt und Schmitzen von Diluvialsand oder Geschiebelehm mit ihnen verknetet worden. Die unmittelbar am Ufer des Scharmützelsees gelegene Ziegeleigrube von Silberberg zeigt in der Sohle bis auf 3 m aufgeschlossene horizontal geschichtete ganz ungestörte diluviale Bändertone, welche von 5 m mächtigen geschichteten Diluvialsanden überlagert werden. Es deuten diese Tone auf das ehemalige Vorhandensein eines ruhigen Seebeckens vor dem Eisrande hin, dessen Umfang aber nur klein gewesen sein kann, da am Seeufer nördlich der Ziegelei Silberberg das Tertiär unmittelbar ausstreicht.

Die 2 km vom östlichen Seeufer entfernten Grubenaufschlüsse der Ziegelei Diensdorf am Nordabhange des Dachsberges zeigen weiße tertiäre Sande und Kiese und graue bis braune Letten, die in wirrer Unordnung übereinander geschoben und ineinander gefaltet worden sind. Die sich hier nach Nord zu auflagernden Diluvialsande sind ebenfalls stark gefaltet.

Auch die nordöstlich von Pieskow gelegene Grube zeigt in der Sohle ein stark aufgesatteltes Braunkohlenflöz, das von Letten und Formsanden überlagert wird. Der die Lette an einer Stelle bedeckende Obere Geschiebemergel ist zapfenförmig in diese hineingepreßt worden.

Bei einer Wanderung durch das landschaftlich sehr anziehende Gebiet bemerkt man, daß sich vereinzelte Kuppen und breitere Rücken außerordentlich steil aus einem flacheren nach Süden vorgelagerten Gebiete herausheben. Besonders schön zu sehen ist dies auf einer Wanderung von Pfaffendorf durch die Brandheide über Neu-Golm nach Petersdorf.

Hier treten in der Richtung von Ost nach West die Lause-Berge, Dubrow-Berge, Soldaten-Berge und die Rauenschen Berge als steile Rücken aus der Landschaft hervor und südlich von ihnen schließt sich eine ganz flache oder nur schwachwellige nach Süd geneigte Ebene an, die mit Sanden und Kiesen überschüttet worden ist. Man wird hier ganz von selbst dazu geführt, die ehemalige Lage eines Eisrandes in der genannten

Linie anzunehmen und diese Erhebungen als Endmoränen aufzufassen, die am Eisrande zu bedeutender Höhe aufgeschoben wurden, wobei namentlich die Tertiärbildungen hoch emporgepreßt wurden. Zu dieser Überzeugung führt auch der Umstand, daß mit diesen Aufpressungen Aufschüttungen von grobem Blockmaterial Hand in Hand gehen. Eine genauere Untersuchung der 121 m hohen Alaun-Berge westlich von Wilmersdorf und des 139 m hohen Kesselberges südlich von Lamitsch ergab, daß dort mächtige Blockpackungen z. T. auf den höchsten Punkten vorhanden sind. Haben wir es aber hier mit einer Eisrandlage zu tun, so wird wahrscheinlich zwischen den Rauenschen und Soldatenbergen ein Gletschertor vorhanden gewesen sein, aus dem ein mächtiger Schmelzwasserstrom nach Süden zu seinen Abfluß fand und die tiefe Rinne des Scharmützelsees ausfurchte. Diese Erklärung scheint mir natürlicher zu sein, als die Zache'sche Annahme einer Grabenversenkung, für die die Beweise bisher nicht erbracht worden sind.

An der Debatte beteiligen sich die Herren von Koenen, Fraas, Wahnschaffe, Krause.

Herr von Koenen bemerkte zu dem Vortrage des Herrn Wahnschaffe, daß er vor ca. 40 Jahren auf der wohl längst verlassenen Braunkohlengrube bei Storkow bei Fürstenwalde ein wichtiges Profil gesehen habe. Eine in der Braunkohle in der Richtung auf den Storkow-See vorgetriebene horizontale Strecke traf auf eine keilförmige Graben-Versenkung von Geschiebeton im Tertiär, welches hinter derselben deutlicher nach dem See zu einfiel und sich bis zu dessen Niveau in einigen Stufen absenkte. Hier handelte es sich jedenfalls nicht um glaziale Störungen und Pressungen, und der See selbst ist wohl durch tektonische Bewegungen entstanden, nicht aber durch Eiswirkung oder gar durch einen „Gletschertopf".

Weiter sprach Herr von Koenen den Wunsch aus, daß für wissenschaftliche Bezeichnungen eine feste Norm aufgestellt werde. Wenn bei Fürstenwalde „magere Letten" angeführt wurden, so seien in anderen Gegenden unter „Letten" gerade recht fette Tone verstanden worden, und „Tone" enthielten wohl durchweg feinen Quarzsand, oft sogar ganz vorwiegend; sogenannte Mergel enthielten oft genug keine Spur von Kalk, während sonst doch mürbe, durch Ton etc. verunreinigte Kalke oder kalkhaltige Tone darunter verstanden würden.

Herr P. G. Krause bemerkte hierzu unter Hinweis auf einen

im Druck befindlichen Aufsatz[1]), daß er die Störungen, Aufpressungen und Faltungen in der Freienwalder Gegend wohl als zu einer echten Endmoräne gehörig betrachte, an die sich im weiteren Verlaufe nach Westen reine Aufschüttungsformen anschließen.

Sodann erhielt Herr **KAISER**-Gießen das Wort zu seinem Vortrag über: **„Die Gliederung der Diluvialbildungen zwischen Coblenz und Köln“.**

Im Anschluß daran spricht Herr **VÖLZING**-Gießen über den **„Trass des Brohltales“.**

Herr **FLIEGEL** trägt vor über **„Tertiär und Diluvium in der Kölner Bucht“.** Herr KAISER und Herr VÖLZING führen zur Erläuterung der Vorträge eine Anzahl von Lichtbildern vor. Eine Debatte findet nicht statt.

Der Vorsitzende teilt mit, daß Herr FENTEN Fossilien aus der Kieseloolithstufe der Bonner Gegend und zum Vergleich solche aus dem Oxford von Mezières und Sedan ausgestellt habe. Ferner fordert er die Herren auf, welche wünschen, daß ihre Vorträge und Debatten-Reden ausführlich gedruckt werden, die Manuskripte an Herrn KRUSCH einzusenden.

Herr BEYSCHLAG dankt dem Vorsitzenden und den Schriftführern für ihre Arbeit.

Herr KAISER macht eine kurze Mitteilung über die Exkursion.

Herr WAHNSCHAFFE schlägt vor, die Frist, in der die Manuskripte an Herrn KRUSCH einzusenden sind, auf 14 Tage festzusetzen. Der Vorschlag wird angenommen.

Herr BEYSCHLAG fordert den Vorstand und den Beirat auf, zu der statutenmäßigen Vorstandssitzung zurückzubleiben.

Hierauf wird die Sitzung um 1 Uhr geschlossen.

SIEGERT. KOEHNE. WUNSTORF.
BALTZER. v. KOENEN.

Nach Schluß der Versammlung fand eine gemeinsame Sitzung des Vorstandes und des Beirat statt. Der Beirat war nicht beschlußfähig, da nur drei Mitglieder desselben anwesend waren. Es wurden folgende Beschlüsse gefaßt:

1. Der Vorstand wird gegenüber dem Museum für Meisterwerke der Natur und Technik in München durch Herrn OEBBECKE vertreten.
2. Das Format der Zeitschrift soll nicht geändert werden.

---

[1]) P. G. KRAUSE: Einige Bemerkungen zur Geologie der Umgegend von Eberswalde und zur Eolithenfrage. Diese Zeitschr. 1906, Monatsberichte S. 197 ff.

Bericht über die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft vor der Versammlung in Coblenz.

Von Herrn **A. Leppla.**

Die Ausflüge vor der Versammlung sollten einen allgemeinen Einblick in den Bau des Taunus verschaffen. Sie verteilten sich auf 2 Tage und zwar derart, daß der 1. Tag wesentlich den vordevonischen, der zweite dagegen den unterdevonischen Bildungen gewidmet war.

Die Teilnehmer begaben sich am 7. August von Wiesbaden, dem Treffpunkt, nach Sonnenberg um die dortigen Brüche im Sericit-Gneis (K. Koch) zu besichtigen, der von manchen Petrographen als ein metamorpher Granit oder Quarzphorphyr betrachtet wird. Dieselben Gesteine wurden dann noch mehrfach am Weg zum Bahnholz beobachtet. Hier bot sich Gelegenheit, den Hornblende-Sericitschiefer (K. Koch) gut aufgeschlossen zu sehen. Das dunkelgrüne feinkörnige Gestein wird neuerdings als ein gestreckter Diabas aufgefaßt. Dann wurde der Rückweg durch das Nerotal nach Wiesbaden genommen und hierbei konnten die bunten Glimmer- und Sericitschiefer, in der Nähe der Leichtweishöhle auch die Sericitgneise besichtigt werden. Der Nachmittag brachte einen Ausflug in die Mosbacher Sande beim Bahnhof Kurve und in die untermiocänen Schichten am Hessler.

Der Ausflug vom 8. August nahm vom Bahnhof Bingerbrück seinen Ausgang. Längs des linken Rheinufers ließ sich hier in Steinbrüchen und Felsen an der Straße ein allgemeiner Einblick in die Schichten des Unter-Devons gewinnen. Die bunten Phyllite (K. Koch) in ihren reinen und körnigen Ausbildungen, ihren Quarziten, konnten gegenüber Assmannshausen, die Hermeskeilschichten und Taunusquarzite zwischen Bingerbrück und Schweizerhaus und die Hunsrückschiefer unterhalb Sonneck an der Straße bis Bacharach gezeigt werden. Der Bau des Gebirges ließ sich in seinen allgemeinen Zügen an dem ziemlich unbedeckten Gehänge des rechten Rheinufers einigermaßen erläutern.

Die Teilnehmer benutzten alsdann von Bacharach aus die Eisenbahn nach Koblenz.

Bericht über die Exkursionen der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Koblenz, August 1906.

(8 Textfiguren).

Von Herren **H. Rauff, E. Kaiser** und **G. Fliegel.**

I. Tag. **Vulkangebiet des Laacher Sees.** Bericht von H. Rauff. (Mit Beitrag von E. Wüst über den Löß des Herchenberges).

II. Tag. **Basaltdurchbrüche und Rheinterrassen bei Linz. — Rolandseck und Rodderberg.** Bericht von E. Kaiser.

III. Tag. **Siebengebirge.** Bericht von E. Kaiser.

IV. Tag. **Tertiär und Diluvium zwischen Bonn und Köln.** Bericht über den äußern Verlauf der Exkursion und die Rheinterrassen von E. Kaiser.

„**Das linksrheinische Vorgebirge**“ von G. Fliegel.

I. 12. August. **Vulkangebiet des Laacher Sees.** 59 Teilnehmer. Führung: H. Rauff und E. Kaiser.

Karten: von Dechen, Geologische Karte von Rheinland und Westfalen, 1 : 80000, Sekt. Koblenz und Mayen. — Lepsius, Geologische Karte des Deutschen Reiches, 1 : 500000, Sekt. Köln. — Meßtischblätter 1 : 25000: Neuwied 3214, Bassenheim 3269, Mayen 3268, Burgbrohl 3213.

An Literatur vgl. besonders: H. von Dechen. Geognostischer Führer zu dem Laacher See und seiner vulkanischen Umgebung. Bonn 1864.

W. Bruhns. Die Auswürflinge des Laacher Sees in ihren petrographischen und genetischen Beziehungen. Verh. d. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf. 48. Jahrg. 1891, S. 282—354, mit Literaturverzeichnis.

K. Busz. Die Leucit-Phonolithe und deren Tuffe in dem Gebiete des Laacher Sees. Ebenda S. 209—281.

K. Voelzing. Der Trass des Brohltals. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergak. zu Berlin. 1907, S. 1 ff. (unter der Presse).

Koblenz-Niedermendig. Um 8 Uhr morgens fuhr man mit der Bahn von Koblenz über Andernach nach Niedermendig. Man durcheilte damit den sehr jugendlichen Einbruchskessel des Neuwieder Beckens, der mit vulkanischen Tuffen, besonders Bimstein erfüllt ist. Die Eruptionen, die diese Aschen auswarfen, reichten bis in die prähistorische Zeit hinein; denn mächtige Bimsteinablagerungen überdecken auf den verschiedensten Höhenlagen des Beckens den

Löß oder wechsellagern stellenweise mit ihm. Von der Bahn aus hatte man gute Einblicke in zahlreiche Bimsandgruben mit ihren scharf gesonderten, etwas welligen Schichten und Britzbänken. Sie liefern das Material für eine blühende Industrie, die zahlreichen „Schwemmstein"-Ziegeleien, die besonders bei Urmitz, Weißenturm, Andernach, Niedermendig, aber auch auf der rechten Rheinseite weite Felder einnehmen.

Bei Plaidt südlich Andernach wendet sich die Bahn nach Westen und tritt hier in das eigentliche Vulkangebiet des Laacher Sees ein. Links grüßt der Kamillenberg herüber mit seinem alten Kirchlein. Unweit davon erhebt sich Ruine Wernerseck auf einem Sporn von Unterdevonschiefer am Rande des steil eingeschnittnen Nettetales. Wernerseck gegenüber an der rechten Talwand ein Lavastrom, der von der Berggruppe des Michel- und Langerberges, der Eiter- und Wannenköpfe ausgeht, sich nach W in das Tal ergossen hat und in einer langen Strecke vom Flusse sehr gut aufgeschlossen worden ist. Deutlich zeigt seine Auflagerung auf Devon, (stellenweise auch auf darüberlagernden Braunkohlentonen), 17—18 m über der heutigen Talsohle, daß das Tal zur Zeit des Lavaergusses noch nicht so tief eingeschnitten war als jetzt; auch läßt sich erkennen, daß das Gefälle der Nette damals beträchtlich stärker war als heute.

Von derselben Berggruppe ist ein andrer Lavastrom nach O in das Saffiger Tal geflossen, das östlich von Plaidt in die Nette mündet. Ihm gehören wahrscheinlich die Lavafelsen an, die den vielbesuchten Wasserfall der Rauscher Mühle bei Plaidt verursachen. Als dieser Lavastrom ausbrach, war die Nette an der Rauscher Mühle, anders als bei Wernerseck, bereits unter ihre jetzige Sohle eingeschnitten, denn die Unterkante des Lavastromes, die durch einen Entwässerungsstollen aufgeschlossen ist, liegt unter dem jetzigen Bachbette. Bis heute hat also der Bach die ihn stauende Lava noch nicht durchsägen und seine frühere Tiefe noch nicht wiedergewinnen können. Die Lava an der Rauscher Mühle (Saffiger Strom?) ist also jünger als der große Nettestrom gegenüber Wernerseck. In derselben Weise wie hier kann man auch in andern Tälern des Gebietes das höhere oder geringere Alter der verschiedenen Lavaströme ablesen.

Auf der Weiterfahrt sieht man zwischen Plaidt und Kruft links den zweispitzigen und dadurch kraterähnlichen Plaidter Hummerich oder Sattelberg und den Korretsberg, zwei Vulkane, von denen ebenfalls Lavaströme in das Nettetal geflossen sind,

die die westliche Talwand flankieren. Rechts von der Bahn erheben sich der spitze Kegel des Nastberges bei Eich, der Nickenicher Sattel und andre charakteristisch gestaltete Kuppen. Aber auch der Vordergrund neben der Bahn fesselt das geologische Interesse. Hier reihen sich links große, offne Trass- oder Ducksteingruben neben einander. Dieser Trass, der das flache Tal des Krufter Baches ausfüllt, ist von demselben Alter wie die Hauptmasse des Bimsteins im Neuwieder Becken, denn er wird davon über- und unterlagert. Das allgemeine Profil der Plaidter Trassgruben zeigt uns folgende Schichten:

7) Trachytbimstein, bis zu Tage anstehend, 3—4 m.
6) Duckstein (mit einer zur Trassbereitung brauchbaren mittlern Lage von 1,5—10 m Mächtigkeit zwischen zwei dazu unbrauchbaren Lagen („Asche“ und „Tauch“) 12—15 m.
5) Trachytbimstein, 1,5—2,2 m (mit einem sehr starken Grundwasserstrom).
4) Löß, 0,7—1 m.
3) Basaltlava, 1,2 m.
2) Schwarzer, loser Tuff, 0,6 m.
1) Brauner, fester Tuff mit Blattabdrücken der Braunkohlenzeit; der älteste im Gebiete bekannte Tuff, 1 m.

} oder dafür Ton des Braunkohlengebirges.

Bevor man Niedermendig erreicht, hat man rechts noch einen schönen Blick in den großen, Caldera-artigen Schlackenkrater des Krufter Ofens, von dem wahrscheinlich ein Lavastrom nach Süden ausgebrochen ist. Doch läßt sich darüber nichts sichres aussagen, weil der Strom, den man dafür halten kann, etwa 5 m unter Bimstein begraben liegt und nicht verfolgt worden ist.

Niedermendig. Am Bahnhof Niedermendig bestiegen die Teilnehmer Wagen, die sie zuerst nach dem neuen Basaltbruche von Franz Xaver Michels fuhren.[1])

[1]) Auf dem Meßtischblatte Mayen (No. 3268) ist nördlich von Niedermendig ein großes Steinbruchsfeld verzeichnet; es ist das Gebiet der unterirdischen Mühlsteinlavabrüche. In diesem Felde liest man das Wort „Luftschächte“ zu beiden Seiten eines NNO laufenden Weges. Über dem Worte „Schächte“ steht „Brauereien“. Das „ue“ des letzten Wortes bezeichnet die Stelle des neuen, erst im vorigen Jahre angelegten Michels'schen Bruches, des ersten, der die Lava wegen verhältnismäßig geringen Abraums durch Tagebau gewinnen kann.

Herr Michels empfing die Geologen mit bekannter Zuvorkommenheit und verpflichtete sie zu besonderm Danke durch belehrende Auskunft und Verteilung von Photographien. Auch hatte er eine hübsche Sammlung von Wirbeltierresten aus dem Löß der Grube und kostbare Lava-Mineralien in besonders großen Krystallen ausgestellt. Allgemein bewunderte man drei Zirkonkrystalle, die folgende Dimensionen hatten: 30 × 6 × 8, 21 × 6 × 5, 16 × 8 × 8 mm.

In vortrefflicher Weise übersieht man im Michels'schen Bruche und dem zu ihm führenden Einschnitte die vulkanischen Bildungen, die den Boden von Niedermendig zusammensetzen. 11—12 m hohe Bimsteinwände umgrenzen die Grube bis zur Oberfläche (Fig. 1).[1]) Horizontale, nach unten hin leicht wellige, in Material und Konsistenz, Farbe und Korn verschiedne, dünne und dicke Bänke heben sich scharf voneinander ab. Die Tuffnatur dieser Bänke ist sofort unverkennbar. Neben großen und kleinen Bimsteinstücken sieht man Brocken und Bröckchen von grauem Trachyt, feine, graue Asche, Krystalle und Krystallbruchstücke von Sanidin, Augit, Hornblende, Magneteisen u. s. w., schwarze Schlacken, dichte und poröse Basaltlava von den kleinsten Stückchen bis zu zentnerschweren Blöcken, massenhaft kleine Schülfer, aber auch ansehnliche Fragmente von Schiefer und Grauwacke, d. h. des vom Vulkan durchbrochnen, devonischen Untergrundes. Etwa $2^1/_2$ m unter der Oberfläche liegt eine sog. Britzbank von 0,2 m Mächtigkeit. Darunter versteht man eine dichte, bis lehmartig-feinerdige, gelbe, graue oder braune, wasseraufhaltende Tuffplatte, die sich durch größere, manchmal steinharte Festigkeit auszeichnet. Stellenweise kommen im Bimstein des Neuwieder Beckens mehrere solcher Britzbänke in verschiednen Höhenlagen vor; sie scheinen z. T. ziemlich weit durchzulaufen und lokal als Leitschichten verwendet werden zu können.

Die schon erwähnten Stücke von Basaltlava, die der Bimstein umschließt, erreichen im Michels'schen Bruche sehr ansehnliche Größen. Als gewaltige Bomben sind sie in die Aschenschichten eingeschlagen; das beweisen die Störungen, die sie darin verursacht haben, Fig. 2. Sie haben die Schichten unter sich tief eingefaltet, zusammengestaucht, Flexuren und kleine Verwerfungen darin bewirkt. Die elliptische Bombe (links über

[1]) Über der Westseite des Bruches war, wie dessen Wände zeigen, die Oberfläche früher von einer N-S gerichteten, etwa 5 m tiefen Delle durchzogen, die jetzt mit Lehm, Bimstein- und Lavastückchen vollgeschwemmt ist.

Fig. 1.

Lavabruch von F. X. Michels.

Erster Tagebau bei Niedermendig. Oben Bimsteinschichten mit Basaltbomben, unten Säulenbasalt mit relativ dünnen Säulen, wie sie für den obern Teil des Lavastromes bezeichnend sind.

J. F. Starcke, Berlin W.

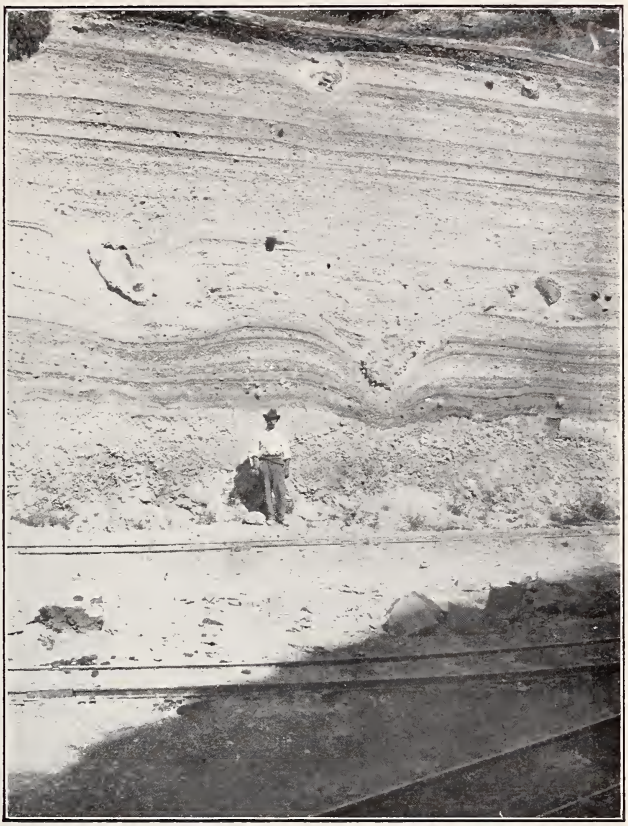


Fig. 2.

Bimsteinschichten in der MICHELS'schen Tagebaugrube mit eingeschlagnen Lavabomben. Über der Sohle, im untersten Teile der Wand, der „aufgelöste" Lavastrom mit seinen „Mucken".

J. F. Starcke, Berlin W.

dem Arbeiter in Fig. 2) mit deutlich schaliger Absonderung, hat 0,6 × 1 m Durchmesser; die größte, die wir bei unserm Besuche des Bruches fanden, war ein Block von 1 × 1,3 × 2 m Durchmesser. Das Gestein dieser großen Bomben ist der darunterliegenden Basaltlava ganz ähnlich und ebenso porös wie diese; doch zeigt es mehr makroskopisch sichtbaren Augit, ist härter und läßt sich schwerer bearbeiten.

Es ist einleuchtend, daß die Basaltbomben und Bimsteine nicht von ein und demselben Ausbruche desselben Kraters herrühren. Es wäre möglich, daß sie von verschiednen, gleichzeitig tätigen Kratern ausgeworfen wurden, da basaltische Eruptionen, wie wir sehen werden, bis in die Lößzeit hinein oder über diese hinaus stattgefunden haben; aber es ist viel wahrscheinlicher, daß die Basaltbomben ältern Datums sind, daß sie schon fertig auf jenem Terrain lagen, das durch den Bimsteinausbruch in die Luft gesprengt wurde, daß sie alsdann mit dem Bimstein umhergeschleudert wurden und zugleich damit niederfielen, sich also auf sekundärer Lagerstätte befinden. Zur sichern Beantwortung dieser Frage müßte man aber zunächst die Herkunft der Bomben durch petrographische Untersuchung und Vergleichung festzustellen suchen.

Der Bimstein ruht teilweise unmittelbar auf dem Lavastrome, teilweise liegt Löß und zwar, soweit der Aufschluß dies erkennen läßt, in geringer Mächtigkeit dazwischen. An einer Stelle des in den Bruch führenden Einschnittes sind in diesem Löß Wurzeln gefunden worden, deren zugehörige Baumstämme in den Bimstein hineinragten. Freilich waren Reste der Stämme jetzt nicht mehr vorhanden, sondern nur noch die ihnen entsprechenden Hohlräume was bei der lockern, luftdurchlässigen Beschaffenheit der Bimsteinschichten nicht verwunderlich ist. Solche von Bäumen, Ästen und Zweigen herrührenden Röhren im Bimstein finden sich auch an andern Stellen des Bruches; die schwarzen Flecke senkrecht über dem Arbeiter in Fig. 2 bezeichnen z. B. solche Röhren.

Die Oberfläche des Lavastromes ist, wie der schöne, interessante Aufschluß klar erkennen läßt, höchst uneben, schlackig, zerrissen und zackig, stückig-aufgelöst und, wahrscheinlich durch Fumarolenwirkung, mehr oder weniger lebhaft gefärbt: ziegelrot bis dunkelrotbraun, auch hellrosa, gelblich und aschgrau. Unter diesen „Mucken“ folgt die in Säulen abgesonderte Lava, zuerst relativ dünnstenglig (Fig. 1), dann aber nach unten in mächtig dicke Pfeiler übergehend. Der Strom war im Bruche 20 m aufgeschlossen, aber noch nicht durchsunken. Das Gestein ist hauynhaltiger Leucitbasalt mit wenig Nephelin. Es ist ein wegen

seiner Härte und Festigkeit, Porosität, Unverwitterbarkeit und verhältnismäßig leichter Bearbeitbarkeit von alters her sehr geschätztes Material, woraus Mühlsteine und sog. Raffineursteine für die Holzschleifereien, aber auch Hausteine aller Art, vorzügliche Ornamentsteine, Sockelsteine, Treppenstufen, Flurplatten, Pflastersteine u. s. w. gemacht werden.

Von dem Michels'schen Bruche fuhr man zur Brauerei der Neuwieder Brüdergemeine, um die unterirdischen Brüche und Bierkeller zu besichtigen. Sie sind in demselben Lavastrome angelegt, dessen oberirdischen Aufschluß man soeben verlassen hatte. Der Ausbruchsort des Stromes ist noch nicht sicher bekannt. Der Strom wird bis 30 m mächtig, seine Oberfläche ruht 10—20 m unter Tage. An der Brauerei der Brüdergemeine ist er nur 19 m mächtig und 17 m tief unter Löß und Bimstein begraben. Aber hier liegt, wie durch einen Brunnen gefunden worden ist, noch ein zweiter Lavastrom von etwa gleicher Stärke unter dem obern, durch vulkanischen Sand und Lehm davon getrennt. Dieser zweite, untre Strom ist bisher nur an zwei Stellen erschlossen worden; eine größere Verbreitung scheint also nur der obere Strom bei Niedermendig zu haben. Wo er durchsunken worden ist, ruht er auf Braunkohlentonen auf. Darüber beginnt er unten in ganz ähnlicher Weise wie er oben abschließt. mit groben Lavaschlacken, Lapilli und schaumiger Lava (3—4 m). Dann folgt eine dichte Lava, der „Dielstein“ (1—4 m), als Sockel der eigentlichen Mühlsteinlava, aus der weite, gewaltige Hallen von 10—12 und noch mehr Meter Höhe herausgehauen werden. Man stieg etwa 30 m tief in die elektrisch beleuchteten Hallen hinab, deren weite Decken durch imposante, $1^1/_2$—2 m dicke Lavapfeiler getragen werden. die beim Abbau stehen bleiben (Schienen oder Stämme). Die Deckenflächen der Hallen sind polygonal gefeldert, aber die Felder kleiner als die „Stämme“ dick sind, weil sich diese nach oben, wie man schon im Michels'schen Bruche beobachtet hatte, in dünnere Säulen spalten, die mit höckrigen Seitenflächen fest an einander geschlossen sind und dadurch eine sichere First bilden. Aus den Gruben führen weite, runde Schächte zu Tage; durch sie werden mittels primitiver Göpelwerke die rohen Lavablöcke emporgewunden und die großen Stückfässer, die in großer Zahl unten lagern, hinabgelassen. Denn wenn die Steinhauer die unterirdischen Brüche ausgebeutet haben, richten die Brauereien in den verlassnen Sälen ihre Bierkeller ein, weil dort immer eine gleichbleibende Temperatur von wenig über 0^0 herrscht.

Die Ursachen dieser niedrigen Temperatur sind nicht ausreichend bekannt. Nach von Dechen erklärt sie sich aus der lebhaften

Verdunstung des Sickerwassers in dem stark porösen Gesteine und daraus, daß die kalte Luft, die im Winter in die Keller einfällt, im Sommer nicht wieder heraus kann. Aber diese Erklärung ist physikalisch nicht einwandsfrei. Es würde zu weit führen, hier darauf einzugehen; es sei deshalb auf die kritische Würdigung dieser und andrer Hypothesen in den Arbeiten Schwalbe's verwiesen.[1]) Schwalbe führt die Abkühlung in erster Linie auf eine Wärmetönung zurück, die beim Durchsickern von Wasser durch enge Röhren und poröses Gestein stattfindet. Genaue Untersuchungen, die über einen längern Zeitraum ausgedehnt werden müßten, aber grade in Niedermendig bequem anzustellen wären, sind dringend erwünscht.

Laacher See. Von den Kellern fuhr man nach dem Laacher See. Nach einem Imbiß im Gasthause von Maria Laach wurde die schöne romanische Klosterkirche aus der Mitte des 12. Jahrhunderts mit dem vielbesprochnen, von Kaiser Wilhelm II. geschenkten Hochaltare besichtigt. Dann erfreute man sich an dem hübschen Profile, das hinter den Wirtschaftsgebäuden des Klosters an dem daran hinziehenden Wege aufgeschlossen ist. Eine Menge kleiner Verwerfungen, die z. T. an einander abstoßen, durchsetzen die hier anstehenden Bimsteinschichten in so lehrreicher Deutlichkeit, daß sie als Musterbeispiele in jedes Lehrbuch aufgenommen werden könnten.

Weiter ging die Fahrt nach dem Lydiaturme. Auf dem Wege dahin am Westufer des Sees Unterdevon als Basis der vulkanischen Bildungen; an seiner NW-Ecke basaltische Blöcke eines kleinen Lavaergusses aus der Südseite des Veitskopfes, dessen Hauptstrom sich von dem nach W geöffneten Krater in das Gleeser Tal gewälzt und hier die steilwandig-klippige, zum größern Teil in herrlichem Buchenwalde versteckte „Mauerlei“ hinterlassen hat.

Der Lydiaturm auf der nordwestlichen Umwallung des Sees ist einer der umfassendsten Aussichtspunkte zwischen Koblenz und Bonn. Gegen N schweift der Blick bis nach Köln und in die Niederung der Kölner Bucht, im W über die hohe Eifel und die Vulkankegel der Vordereifel; im S liegt hinter Niedermendig

[1]) B. Schwalbe. Über Eishöhlen und Eislöcher etc. Festschrift des Dorotheenstädtischen Realgymnasiums, Berlin 1886, S. 53/54. — Weitere Literatur über den Gegenstand bei S. Guenther, Handbuch der Geophysik, 2. Auflage 1899, 2. S. 754—758, Zitate No. 435—496 auf S. 766/67.

bis zur Mosel das fruchtbare Maifeld und die sonnige, bimsteinüberschüttete Pellenz, die trockensten Gebiete der Eifel mit einer Isohyete unter 550 mm, (in Münstermaifeld nur 513 mm jährliche Regenmenge; Botranche im Hohen Venn 1367 mm). Jenseits der Mosel steigt der Hunsrück mit seinen langen Kämmen auf, während jenseits des Rheines von SO nach NO der Taunus, die hohen Koblenzquarzitzüge bei Ems und Montabaur, der Westerwald und das reich modellierte Siebengebirge hervortreten.

Im nördlichen Vordergrunde sehen wir die bewaldeten Kunksköpfe, dahinter und zugleich etwas links den kahlen Herchenberg, weithin bezeichnet durch die weißen Tongruben und schwarzen Aschen seiner westlichen Flanke, noch weiter links den breit abgestumpften Kegel des Bausenberges, einen der schönsten und lehrreichsten Krater der ganzen Gegend.

Südlich zu unsern Füßen liegt der See. Mit 2,35 km Länge, 1,875 km Breite und 7,38 km Umfang ist er das größte, aber bei 53 m Maximaltiefe erst das zweittiefste der Eifelmaare; denn das Pulvermaar bei Gillenfeld ist 74 m tief und damit nicht nur der tiefste der Eifelseen, sondern überhaupt aller deutschen Seen außerhalb der Alpen. Der Boden des Laacher Sees ist eine breite, fast ebne Fläche, die mittlere Böschung der Seiten beträgt noch nicht $5^1/_2{}^0$, so daß das Gewässer eine recht flache Wanne erfüllt[1]). Dennoch unterliegt es keinem Zweifel, daß wir es mit einem Explosionstrichter zu tun haben, aus dem nicht nur der devonische Untergrund, sondern wahrscheinlich auch eine große Menge damals schon erstarrten basaltischen Materiales ausgespieen worden ist. Es rührte von irgend welchen frühern, im Gebiete des Sees oder in der Nachbarschaft erfolgten diluvialen Ausbrüchen her und füllte den Kesselraum über dem heutigen See ganz oder teilweise aus.

Die Schlackenvulkane, die den See umrahmen, der Tellberg, Roteberg und Laacher Kopf, der Veitskopf und Krufter Ofen sind aus leucitbasaltischem Gestein aufgebaut, das wohl durchweg älter ist als der Löß. Jedenfalls sind alle diese Berge älter als der See und der graue, trachytische Tuff, der seine Umwallung bildet; denn sie werden davon bedeckt. Der graue Tuff aber ist jünger als der Löß, der ihn z. B. an der Westseite des Sees zum Hangenden, dunkeln Schlackentuff dagegen zum Liegenden hat.

---

[1]) Halbfass. Die noch mit Wasser gefüllten Maare der Eifel. Verh. d. Nat. Ver. f. Rheinland und Westfalen, 53. Jahrg., 1896, S. 310—335, t. 6—8.

von Dechen hielt die grauen Tuffe[1]) die die Umwallung des Sees bilden oder bedecken, für ein besondres Glied in der Reihe der vulkanischen Ablagerungen. Ihr kennzeichnendstes Merkmal sah er in den massenhaft darin verbreiteten, großen und kleinen Bomben und Auswürflingen von „Laacher Trachyt". Das sind die berühmten „Lesesteine" des Laacher Sees, die eine unerschöpfliche Fundgrube interessanter Mineralien bilden. Der Laacher Trachyt zeigt in einer hell- bis dunkelgrauen Grundmasse hauptsächlich Einsprenglinge von Sanidin; daneben in wechselnder Menge viele andre Mineralien, besonders blauen Hauyn, Plagioklas, Augit, Hornblende, Biotit, Titanit, Zirkon, Olivin, Magnetit u. a. Manche der hellen Bomben enthalten fast nur Sanidin- und Hauynausscheidungen, in andern walten die eisenreichen Silikate vor, sodaß die Bomben dunkel bis fast schwarz werden und ein andesitisches, bei Ausscheidung von Olivin selbst basaltisches Aussehen erhalten. Aber diese basaltähnlich erscheinenden Trachyte sind von den echten Basaltbomben, basaltischen Schlacken und Steinchen, die den grauen Tuffen nicht fehlen, petrographisch scharf geschieden und für ein geübtes Auge schon makroskopisch sicher zu erkennen. Die Trachyte nämlich enthalten stets Sanidin, niemals Leucit, die Basalte (als Leucitbasalte) umgekehrt immer Leucit, nie Sanidin.

Neben dem eigentlichen „Laacher Trachyt" mit seinen hellen und dunkeln Varietäten, die durch alle Übergänge eng miteinander verbunden sind, kommen unter den Auswürflingen auch massenhaft Sanidinite vor: körnige Haufwerke von Sanidinkrystallen, wiederum mit wechselnder Beimengung von andern, besonders den schon genannten Mineralien, und dadurch ebenfalls bald hell, bald dunkel gefärbt. Die dunkeln Sanidinite führen durch Zurücktreten des Feldspats zu grob- und feinkörnigen Augit-Hornblende-Glimmer-Bomben hinüber, die ebenso wie die Sanidinite als intratellurische Ausscheidungen des trachytischen Magmas aufgefaßt werden. Diese Ausscheidungen lassen sich aus den Trachyten auch ableiten, wenn man annimmt, daß deren Grundmasse zurückgedrängt worden ist. Alle diese trachytischen Auswürflinge sind also nur verschiedne Erstarrungsformen ein und desselben Magmas und deshalb sämtlich durch Übergänge miteinander verknüpft.

Außer trachytischem Material, außer den erwähnten basaltischen, offenbar in sekundärer Lagerstätte eingeschlossnen Gesteinsstücken enthält der graue Tuff nicht nur sehr viel Zer-

[1]) Auf der Karte sind sie, zusammen mit andern Tuffen, enthalten in p = „Augitischer Tuff, vulkanischer Sand."

trümmerungsschutt von Unterdevon, sondern auch Bruchstücke von kontaktmetamorphen Knoten- und Fruchtschiefern, Kordieritgneisen, Glimmerschiefern, Gneis und Granit. Das beweist, daß er einen Untergrund durchbrochen hat, der aus krystallinischen Schiefern, aus Granit, der einen Kontakthof hatte, aus Unterdevon und einer diluvialen leucitbasaltischen Bedeckung bestand.

Da die grauen Tuffsande in ihrer typischen Entwicklung, d. h. mit ihrer Anhäufung varietätenreicher Trachytbomben einen Kranz um den See bilden, so sah schon von Dechen in ihm ihren Ausbruchspunkt. Aber er hielt sie für jünger als die Hauptmasse der Bimsteine im Neuwieder Becken, deren Eruptionsort ungewiß wäre. Dies ist insofern richtig, als die grauen Tuffe in der Umwallung des Sees hellere Bimsteine überlagern. Aber sonst ist die Trennung unscharf, der Altersunterschied wohl unwesentlich; die grauen Tuffe scheinen nur die zuletzt ausgeworfnen Aschen ein und derselben Eruption oder Eruptionsgruppe zu sein, die zuerst den hellen Bimstein geliefert hat. Beide Gesteine sind Laacher Trachyt; nur stellen die Bimsteine eine besondre, nämlich seine glasig-poröse, fadige und schaumige Strukturform dar. Bimsteine fehlen den grauen Tuffen nirgends, die stellenweise mit bimsteinreichen Schichten wechsellagern oder solche, wie schon gesagt, überdecken. Umgekehrt ist aber auch der Laacher Trachyt in allen Bänken jener großen Bimsteinmasse zu finden, die hauptsächlich östlich vom Laacher See, d. h. im weitaus größern Raume des Neuwieder Beckens verbreitet ist; nur nimmt seine Häufigkeit mit der Entfernung vom See ab. Dies erklärt sich wohl dadurch, daß die Trachyte als die dichtern und deshalb schwerern Bomben am nächsten um den ausspeienden Krater niedergefallen, die leichten Bimsteine dagegen weiter weggeschleudert, besonders aber vom Winde in östlichen Richtungen verweht und verbreitet worden sind.

Somit ist das Ergebnis, daß der Kessel des Laacher Sees der Schlund war, der die enormen Bimsteinmassen des Neuwieder Beckens (und noch darüber hinaus vorkommender Schichten) geliefert hat.

Außer diesen Trachytbimsteinen gibt es in der Umgebung des Sees noch andre, nämlich Leucitphonolithbimsteine. Sie sind an das große Tuffgebiet westlich vom Laacher See gebunden (q auf der von Dechen'schen Karte), das durch den hohen, langgestreckten Rücken des Gänsehalses zwischen Bell und Rieden weithin markiert ist und sich nordwestlich über Weibern (mit seinen hochgeschätzten Hausteinen: Weibersteinen) bis nach Engeln und Kempenich ausdehnt. Diese Tuffe sind von einer Anzahl

Kuppen aus festem Leucitphonolith durchbrochen (= Leucitophyr- und Leucit-Nosean-Sanidingesteine). Die nördlichste davon, schon außerhalb des eigentlichen Tuffgebietes gelegen, ist der schöne, die Landschaft stark beherrschende Kegel der Ruine Olbrück bei Hain. Die Bimsteine dieser Tuffe sind teils mehr oder weniger reichlich verstreut darin enthalten, teils häufen sie sich zu geschlossnen Lagern an (das größte am N-Abhange des Gänsehalses); sie stehen zu den Leucitphonolithen mit ihren Tuffen in demselben Verhältnis wie die Trachytbimsteine zu den Laacher Trachyten und den grauen Tuffen, d. h. sie sind die glasige Modifikation der Leucitphonolithe. Beziehungen zwischen diesen und jenen Bimsteinen sind nicht vorhanden. Beide sind vielmehr dadurch scharf getrennt, daß Leucit, der die Phonolithbimsteine in jedem Falle kennzeichnet, den Trachytbimsteinen, wie schon hervorgehoben, völlig fehlt; umgekehrt entbehren die Phonolithbimsteine der Hornblende, die in den Trachytbimsteinen fast niemals vermißt wird. Auch das Alter der beiden Bimsteinarten ist verschieden; denn die trachytischen Gesteine bezeichnen die jüngste Phase der diluvialen Eruptionsperiode nach der Lößbildung, die phonolithischen eine mittlere Ausbruchszeit vor der Lößablagerung, während die basaltischen Ausbrüche noch älter sind. Jedoch ist das nur das allgemeine Schema für die Altersfolge; an einzelnen Stellen haben noch in der Lößzeit nicht nur phonolithische sondern, wie am Herchenberge, sogar basaltische Eruptionen stattgefunden.

Zuerst Basalt, zuletzt Trachyt ist die normale Gesteinsfolge am Laacher See, umgekehrt wie im tertiären Siebengebirge, wo die vulkanische Zeit durch Trachyte eingeleitet, durch Basalte beschlossen wurde.

Kunksköpfe. Hinter dem Lydiaturme durchschneidet ein Hohlweg den nördlichen Kraterrand, ein guter Aufschluß in den nach außen abfallenden Schichten der grauen Tuffe und Bimsteine. Durch ihn gelangte man über Wassenach an die Kunksköpfe. So heißen zwei bewaldete Kuppen zwischen Wassenach und Burgbrohl, die die höhere, südwestliche Hälfte eines umfangreichen, fast geschlossnen Kraterwalles bilden. Die andre, nordöstliche Hälfte, etwa 70 m niedriger als der südliche, große Kunkskopf, ist das mit Feldern bestandene Lummerfeld. Trefflich übersieht man vom Südrande des Kraters seine wohlerhaltne Form, und wie sich sein Boden, der Kunksbodden, gegen eine Lücke neigt, die im NW die Umwallung durchbricht. Durch diese Lücke ist ein Lavastrom ins Brohltal abgeflossen. Er besteht wie der ganze Vulkan aus Leucitbasalt, der etwas plagioklashaltig ist, folglich als ein Übergang in Leucitbasanit angesehen werden kann.

Am Südfuße des großen Kunkskopfes ist ein Steinbruch, den die Gesellschaft besuchte. Er zeigt ebenso wie zwei andre gute Aufschlüsse, die weiterhin am Wege liegen, das typische Bild eines kleinen Stratovulkans, den Aufbau aus abwechselnden Bänken von losen Auswürflingen und geflossner Lava. Nur darf man bei diesen Lavabänken nicht an eigentliche Lavaströme denken, die sich über die Flanken des Berges ergossen hätten. Denn es sind alles nur kleinere, flachlinsenförmige, nach allen Seiten schnell auskeilende oder abbrechende Lagen zwischen den losen Auswürflingen. Wahrscheinlich sind diese bankartigen Lavalinsen dadurch entstanden, daß große Fladen teigiger Lava in die Höhe geworfen und beim Niederfallen durch die Wucht ihres Aufschlags breit gequetscht wurden; dabei scheint ihr Kern vielfach, wenn er noch genügend flüssig war, ausgeflossen zu sein.

Unter den losen Auswürflingen, die als Grottensteine weithin verschickt werden, erregten die vielen schönen, großen Bomben, einige mehr als kopfgroße, typische Lavatränen und wunderlich gestaltete, gedrehte Krotzen Aller Interesse.

Die Aufschlüsse zeigten, daß wenigstens zwei Ausbrüche am Aufbau des Vulkans beteiligt waren; denn man konnte in jedem Bruche mehrere nach Material, Korngröße und Farbe verschiedne Schichtenkomplexe in gleichartiger Aufeinanderfolge beobachten. Unten vorwiegend rote, sehr großstückige, fladenreiche Schlacken, darüber in geringerer Mächtigkeit schwarze Aschen; zwischen beiden stellenweise eine lebhafter gefärbte, vielleicht durch Fumarolenwirkung veränderte Grenzzone. Überdeckt werden die Schlacken teilweise von Löß, der an den Abhängen durch vulkanische Asche stark verunreinigt und hier offenbar umgelagert ist.

Von den Kunksköpfen stieg man, ihren Lavastrom passierend und einen Augenblick bei einem umfangreichen Kalksinterfelsen am Gleeser Bache verweilend, nach Burgbrohl (mit seinen Bohrtürmen auf Kohlensäure) hinab, wo das Mittagessen harrte.

Herchenberg. Nach dem Mahle wanderte man nach dem Herchenberge, in freundlicher Weise von Herrn Schuetz geleitet, dem Vertreter der „Stein- und Ton-Industrie-Gesellschaft Brohltal“, der der Berg mit seinen Gruben gehört.

Der Herchenberg ist ein kahler Schlackenkegel, aus Stücken schwarzen Leucitbasaltes aufgebaut. Nach den (nicht veröffentlichten Untersuchungen) des jetzigen Bergreferendars Brandes ist er ein Doppelvulkan. An einen schon stark zerstörten südöstlichen Teil, der zuerst entstanden ist, lagert sich ein noch

ziemlich gut erhaltner nordwestlicher Teil an. Beide lassen umlaufende Schichtung erkennen; aber kraterähnliche Vertiefungen sind nur angedeutet. Am Südrande des Berges sind neuerdings interessante Aufschlüsse geschaffen worden, wonach er folgenden Aufbau besitzt:

Das liegendste Glied besteht aus völlig zersetztem, vorwiegend weißlichem, vertontem Unterdevon. Man könnte es von den diskordant darüberliegenden Tertiärtonen nur schwierig unterscheiden, wenn es nicht durch leicht abweichend gefärbte Streifen noch die ursprüngliche Schichtung und Schieferung seiner steil aufgerichteten Bänke verriete. Hier in diesem zersetzten Devon hat man in situ die erhalten gebliebne Verwitterungsrinde der alten tertiären Landoberfläche vor sich. Indem diese Rinde vielerorts abgeschwemmt wurde, und ihre Bestandteile mechanisch separiert wurden, entstanden die tonigen und quarzigen Schichten der Braunkohlenformation, die am Rhein und anderwärts eine weite Verbreitung haben und am Herchenberge in deutlichem Verbande mit dem Ursprungsmateriale zu sehen sind.

Heut verwittert unser Devon im großen ganzen anders. Für die Tertiärzeit aber ist die eisenentziehende Verwitterung mit ihren mehr oder weniger kaolinisierten, gebleichten Tonen und weißen Milchquarzgesteinen als Endprodukten grade so kennzeichnend, wie für die Permzeit die eisenfixierende Gesteinszersetzung, die die vorherrschend roten Farben des Rotliegenden erzeugt hat. Das sind regionale Erscheinungen, die allgemeinere, weit verbreitete Ursachen gehabt haben müssen. Wir führen sie auf klimatische Verhältnisse zurück. Zur Braunkohlenzeit herrschte am Rhein und anderswo unter ausgedehnten sumpfigen Niederungen eine sehr tiefgründige, eisenauslaugende Humussäureverwitterung, der wir die kaolinitischen Böden und ihre weißen, quarzitischen Begleiter verdanken.[1])

---

[1]) Vergl. E. Ramann, Bodenkunde, 2. Aufl. Berlin 1905, S. 81 u. 82, 405—407.

Berg, Über die petrographische Entwicklung des niederschlesischen Miozäns. Diese Zeitschr. Monatsber. 1906, Nr. 3, S. 58-59.

E. Wuest, Die Entstehung der Kaolinerden der Gegend von Halle a. S. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 15. Jhrg. 1907, H. 1, S. 19 bis 23. — Studien über Diskordanzen im östlichen Harzvorlande. Centralbl. f. Min. etc. Jhrg. 1907, S. 81—88.

Sieben mir von der Direktion der „Brohltal“ gütigst zur Verfügung gestellte Analysen des kaolinisch zersetzten Devons und der darüber liegenden tertiären Tone geben in der Rubrik „Alkalien“ nur für einen magern, tertiären Tonsand eine „Spur“ davon an, bei den 6 andern Tonen ein “—“. Aber ich bin im Zweifel, ob bei diesen letzten eine Alkalibestimmung überhaupt stattgefunden hat; und wenn

Über dem steil aufgerichteten, zersetzten Unterdevon folgen in schwebender Lagerung mit geringem westl. Einfallen die tertiären, wahrscheinlich untermiozänen Schichten[1]), aus tonigen und quarzigen Bänken von zusammen 15—20 m Mächtigkeit aufgebaut. Brandes verzeichnet folgendes Profil:

Diluvium	10. Schwarze Schlacken.	
	9. Grenztuffe.	
Pliozän	8. Geschiebe der Oolithterrasse.	
Tertiär (Miozän)	7. Bunte, melierte Tone, 6—7 m.	
	6. Quarzkiesellage, bis zu 1,2 m.	
	5. Gelblicher, wenig plastischer Ton, von 1½ m im O der Grube auf 4 m im W anschwellend.	
	4. Quarzitbank, 1—2 m.	
	3. Fetton, 5 m im Osten	nach W unter die Sohle der Grube einschießend.
	2. Weiche Quarzitbank, 0,2 m	
Devon . .	1. Zersetzter Tonschiefer.	

sie gemacht worden ist, so weiß ich nicht, wie die Proben aufgeschlossen worden sind. Ich wage deshalb nicht zu behaupten, daß sie und insbesondre der Devonschieferton in der Tat kalifrei sind.

E. Kaiser hat ganz gleichartige rheinische Tone, wie sie hier vorliegen, petrographisch untersucht und stets darin Feldspat und Muskowit, also Alkalien gefunden. Dennoch wird man diese Tone als kaolinisch bezeichnen dürfen. Auf einen Apatitgehalt darin scheint Kaiser sein Augenmerk nicht gerichtet zu haben. (Geolog. Darstellung des Nordabfalls des Siebengebirges. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. Jhrg. 54, 1897, S. 101, Anm. 2).

Sollte aber der Devonton wirklich kalifrei sein, und sollte auch Phosphorsäure, die nicht bestimmt worden ist, darin fehlen, so könnte man diese völlige „Kaolinisierung“ im Sinne Weinschenks (Grundzüge der Gesteinskunde, I, S. 64ff., 116) dennoch nicht auf postvulkanische, pneumatolytische Prozesse zurückführen. Es gibt keinen Grund gegen die Annahme, daß die weißen Tertiärtone hauptsächlich weiß verwittertes und dann umgelagertes Devon sind. Die Zersetzung des Devons ist also spätestens auch tertiär, kann deshalb keine pneumatolytische Wirkung des diluvialen Herchenberges gewesen sein. Eine tertiäre Eruption ist in unmittelbarer Nähe nicht bekannt; wo aber am Rhein tertiäre Vulkane vorhanden sind, wie z. B. im Siebengebirge, da sind sie ebenfalls jünger als diejenigen („liegenden“) Tone und Quarzite, die wir denen des Herchenberges gleichstellen können.

[1]) Am Niederrhein, z. B. an der holländischen Grenze bei Dalheim und Wassenberg westl. München-Gladbach wird marines Oberoligozän, wie Wunstorf festgestellt hat (noch nicht veröffentlicht), durch Braunkohlenschichten überlagert, die deshalb als miozän gelten dürfen. Da kein Grund vorliegt, den südlicher gelegnen Braunkohlenbildungen ein andres Alter zuzuschreiben, so bezeichnen wir auch diese als miozän, zumal ihre Fauna und Flora mehr darauf als auf Oligozän hinweisen.

Drei Diskordanzen sind in diesem Profile vorhanden: außer derjenigen zwischen 1 und 2 noch eine zweite Erosionsdiskordanz zwischen 7 und 8 und eine Lücke zwischen 8 und 9, die, wie wir sogleich sehen werden, der Lößablagerung entspricht.

Als Abschluß der Sedimentschichten (1—8) liegt auf der wellig erodierten Oberfläche der hangendsten Tone (7) eine Lage von vorwaltend weißen Geschieben mit Kieseloolithen (8). Diese Oolithe sind charakteristisch für eine pliozäne Flußterrasse, die älter ist als die oberste (Haupt-)Terrasse des Rheins, bereits weithin verfolgt und von Kaiser und Fliegel in den nachfolgenden Berichten behandelt worden ist.[1])

In diesen devonisch-tertiären Untergrund ist der Herchenbergkrater eingesenkt. Seine ziemlich steil einfallende Trichterfläche (35—40°) ist gut aufgeschlossen (Fig. 4 zwischen t und g). Sie ist mit „Grenztuffen" austapeziert, die aus zahlreichen hellern und dunkeln Lagen bestehen (Fig. 3), im östlichen Teile der Grube mit 15° nach NO in den Berg einfallen, nach dem westlichen Außenrande des Kraters aber in horizontale Lage übergehen (links in Fig. 3), vielleicht sogar in Neigung nach W.

Die Grenztuffe enthalten, weil sie die aus dem Explosionstrichter zuerst herausgeworfnen Massen sind, alle Gesteine des Untergrundes: Devonschiefer, z. T. in Blöcken, die dieselben Wirkungen ihres Einschlagens aufweisen, wie wir sie S. 259 bei den Lavabomben des Niedermendiger Bimsteins kennen gelernt haben, ferner kleine und größere Stücke von Ton in so reichlicher Menge, daß der Tuff vielfach weiß gesprenkelt ist (Fig. 3, 4, g), Quarzitscherben, Geschiebe aus dem Tertiär und der Oolithterrasse und last not least Auswürflinge von Löß und Lößkindeln (namentlich im östl. Teile der Grube), zum bündigen Beweise dafür, daß der Herchenberg, obschon basaltisch, jünger ist als der Löß oder ein Teil davon. Wahrscheinlich ist Löß auch in Staubform in den Tuffen verteilt; die sie durchziehenden Sickerwässer laugen soviel Kalk daraus aus, daß die angrenzenden schwarzen Schlacken, die selbst noch ganz frisch und unzersetzt erscheinen, durch reichlichen Kalksinter stellenweise zu großen Felsblöcken verkittet worden sind. Eine genaue Untersuchung der Grenztuffe steht aber noch aus.

Auf die Grenztuffe (g) folgen nach innen die schwarzen Schlacken (a, Fig. 4), die, den Hauptraum des Kraters ausfüllend,

[1]) Vgl. auch E. Kaiser, Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. L.-A. u. Bergak. für 1907. 28. S. 57—91, mit einer Kartenskizze.

G. Fliegel, Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. Ebenda S. 92—121.

C. Mordziol, Die Kieseloolithe in den unterpliocänen Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Ebenda S. 122—130.

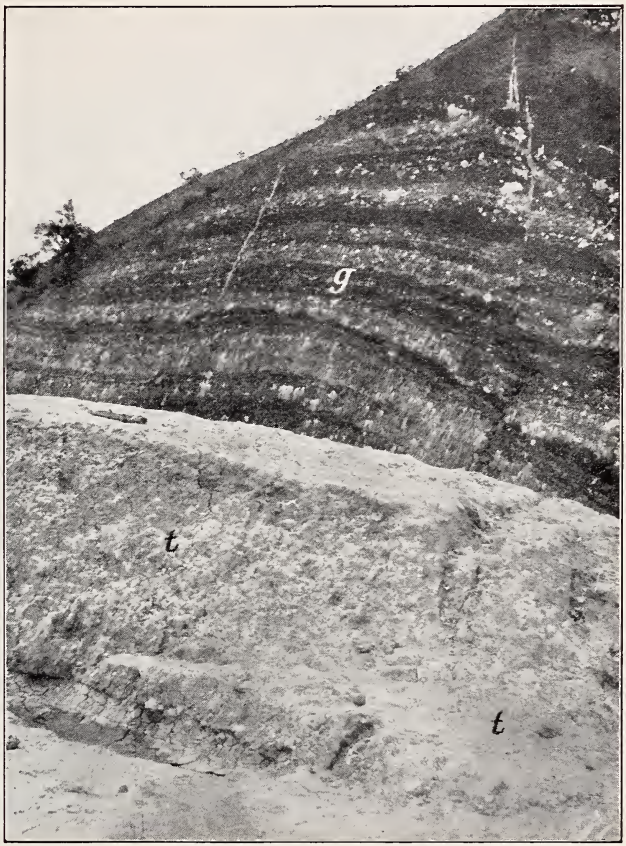


Fig. 3.

Grenztuffe (g) des Herchenberges. t = helle, etwas rötlich geflammte Tone (Schicht 7 des Profils auf S. 268). t ist ein beim Abbau stehengebliebener Damm, der nach der vom Beschauer abgewandten Seite ebenfalls abgeböscht ist. g ruht also nicht auf dem Wall auf, sondern ist davon durch einen Einschnitt (für die Grubenbahn) getrennt. — Die weißen Flecke in g = Tonauswürflinge, durch Regen z. T. streifig nach unten verwaschen. — Rechts in g eine kleine Verwerfung.

J. F. Starcke, Berlin W.

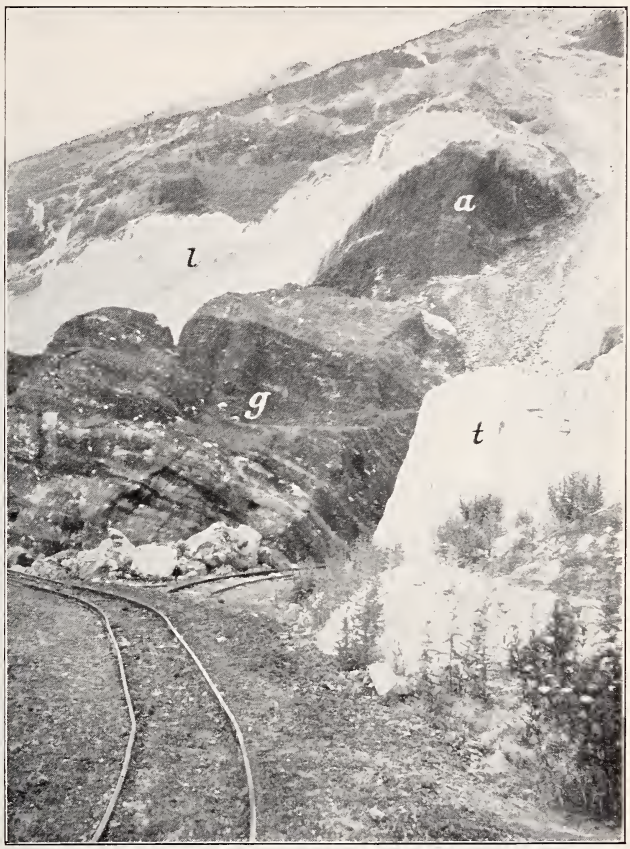


Fig. 4.

Ton- und Aschengrube am Herchenberge. t = weiße, rötlich geflammte Tone (Schicht 7 des Profils auf S. 268). Oben auf t liegen Geschiebe der Oolithterrasse (in der Abbildung nicht zu sehen). t setzte nach links weiter fort, ist aber hier abgebaut Daher sieht man links auf den Kopf der Grenztuffe g. Rechts werden diese durch t verdeckt. Zwischen g und t liegt also die Wandfläche des Kraters, deren Neigung durch das deutlich sichtbare (nordöstl.) Einfallen der Grenztuffe angegeben wird. — a = schwarze Schlacken über den Grenztuffen (10 im Profil auf S. 268). — l = Löß- und Tuffeinlagerung in a. — g und l sind durch einen streichenden Einschnitt getrennt; g verdeckt also links diejenigen schwarzen Aschen, die dort das Liegende von l bilden. — Über l wiederum schwarze Schlacken.

J. F. Starcke. Berlin W.

den Berg aufbauen. In der angeschnittnen Westseite ist ihnen eine merkwürdige, große, hellgefärbte Löß- und Tufflinse bankartig eingelagert (Fig. 4, l), die wie die schwarze Asche etwa unter 20^0 nordöstl. in den Berg einfällt, sich nach der Krateraxe und den Seiten hin auskeilt und (nach der Aufnahme von Brandes von 1905) am streichenden Stoß folgende Zusammensetzung zeigt:

Hangendes: Schwarze Asche.

Einlagerung:
6. Feinkörnige, plattig abgesonderte, graubraune Tuffe mit Toneinschlüssen.
5. Löß, $^1/_2$ m, durch Asche verunreinigt.
4. Bimstein mit Devonschülfern, 0,3 m.
3. Braune, erdige, (humose?), mit vulkanischer Asche vermischte Schicht, 0,6 m.
2. Sehr harte Schicht von vulkanischem Material; sie teilt sich hier und da und schließt dann gelbbraunen, weichen Tuff ein, der dem Traß ähnelt.
1. Löß, bis über 2 m, mit deutlicher Schichtung.

Liegendes: Schwarze Asche.

E. Wuest hat sich der dankenswerten Mühe unterzogen den Löß der Schicht 1 genauer zu untersuchen. Er schreibt mir darüber folgendes:

„Die Lößlinse besteht aus etwas verschieden, z. T. normal lößgelb, z. T. etwas mehr gräulich gefärbten Lagen und führt zonenweise angereicherte Konchylien, welche zu einem sehr großen Teile zu kleinen Scherben zerbrochen sind.

Der Schlämmrückstand der kleinen von mir entnommenen und der großen mir von Rauff gütigst zugesandten Probe enthält viele Schlackenstückchen, Lößkindel bis zu den kleinsten Dimensionen hinab und Kalkschrot.[1]) An Fossilien fand ich in dem von mir untersuchten Schlämmrückstande neben einem Arvicoliden-Backzahn zahlreiche Konchylien, von denen die größeren durchweg so stark zerbrochen sind, daß dadurch ihre Bestimmung sehr erschwert, ja z. T. unmöglich gemacht wird.

In der folgenden Konchylien-Liste bedeutet ein Stern (*), daß die betreffende Art in mehr als 10 sicheren Individuen nachgewiesen ist, und ein Ausrufungszeichen (!), daß die betreffende Art auch in einigermaßen intakten Stücken vorliegt.

! 1. *Limax* sp.

! 2. *Hyalinia (Polita) Hammonis* Stroem. sp.

[1]) Vergl. darüber besonders Schumachers Ausführungen in Mitt. d. Comm. f. d. geol. Landes-Unters. v. Els.-Lothr., 2. 1890, S. 263 ff. und in Benecke, Bücking, Schumacher und van Werveke, Geologischer Führer durch das Elsaß, Berlin 1900, S. 226 ff.

3. *Hyalinia (Vitrea) cristallina* Müll. sp.
! 4. „ *(Conulus) fulva* Drap. sp.
5. *Patula (Discus) ruderata* Stud. sp.
! 6. *Helix (Vallonia) pulchella* Müll.
*! 7. „ „ *costata* Müll.
* 8. „ *(Petasia) bidens* Chemn. sp. Die Scherben lassen auf Stücke schließen, die ihrer Größe nach eher zu *H. (P.) dibothryon* Kimak. gehören könnten, doch stimmen sie hinsichtlich der Anwachsstreifen nicht mit *H. (P.) dibothryon* Kimak. sondern mit *H. (P.) bidens* Chemn. sp. überein.
* 9. *Helix (Trichia) hispida* Lin. oder eine ganz nahe verwandte Form.
10. *Helix (Eulota) fruticum* Müll.
11. „ *(Chilotrema) lapicida* Lin.
12. „ *(Arianta) arbustorum* Lin.
13. „ *(Tachea)* sp.
14. *Buliminus (Chondrulus) tridens* Müll. sp.
*! 15. *Pupa (Pupilla) muscorum* Müll sp.
*! 16. „ *(Sphyradium) columella* Benz.
! 17. „ *(Vertigo) pygmaea* Drap.
18. *Clausilia (Pirostoma) dubia* Drap. sp. (Daneben sicher noch andere Clausilien, die indessen nach den dürftigen vorliegenden Fragmenten kaum sicher zu bestimmen sind.)
*! 19. *Succinea (Lucena) oblonga* Drap. Vereinzelte Stücke schließen sich der typischen Form wenigstens nahe an; die Mehrzahl steht in der Mitte zwischen der typischen Form und der var. *elongata* Al. Br. und entspricht der von Andreae aus dem südwestdeutschen Diluvium mehrfach erwähnten, beschriebenen und abgebildeten „schmalen Form“. (Abh. z. geol. Specialkarte v. Els.-Lothr., Bd. 4, H. 2, 1884).
20. *Limnaea (Limnophepa) palustris* Müll. sp.
! 21. „ „ *truncatula* Müll. sp.

Der aufgezählte Konchylienbestand ist für einen Löß-Konchylienbestand auffallend reich und ungewöhnlich zusammengesetzt. Das Vorkommen von Wasserschnecken — *Limnaea palustris* (in 2 Exemplaren) und *L. truncatula* (in 7 Exemplaren) — beweist, daß die Lößablagerung unter Beteiligung von Wasser gebildet ist. Durch das häufige Vorkommen von Kalkschrot und Konchylienscherben schließt sich die Lößablagerung an den von Schumacher[1]) aus der jüngeren Lößformation von Achenheim bei Straßburg i. E. beschriebenen Schrotlöß an, wenngleich das

[1]) a. a. O.

Kalkschrot in ihr bei weitem nicht die Rolle spielt wie in dem mir auch durch eigene Anschauung bekannten Schrotlösse von Achenheim. Die Zusammensetzung des Konchylienbestandes bietet wichtige Vergleichspunkte mit derjenigen eines von Schumacher[1]) ebenfalls von Achenheim beschriebenen schrotlößähnlichen, der älteren Lößformation angehörenden Lösses dar, aus dem der genannte Autor folgende Konchylien anführt:

Helix (Eulota) strigella Drap.
„ „ *fruticum* Müll.
„ *(Chilotrema) lapicida* Lin.
„ *(Arianta) arbustorum* Lin. in Riesen-Exemplaren.
„ *(Tachea) nemoralis* Müll.

Weitere Vergleiche für eine tiergeographische Beurteilung unseres Konchylienbestandes sind zur Zeit sehr erschwert durch die noch unzureichende Kenntnis unserer wie der zum Vergleiche herangezogenen Achenheimer Konchylienbestände sowie durch die Ungewißheit darüber, inwieweit sich etwa die nur in Fragmenten und Scherben nachgewiesenen Konchylien auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Eine genauere Untersuchung des interessanten Lößvorkommnisses würde jedenfalls die Zahl der Vergleichspunkte zwischen ober- und niederrheinischem Diluvium vermehren und unsere Kenntnis eines petrographisch und paläontologisch eigenartigen und bisher wenig bekannten Löß-Typus in willkommener Weise erweitern.“

E. Wüst.

Dies interessante Ergebnis, die Vermischung des Löß der Schicht 1 mit Aschenstückchen, seine deutliche Schichtung, sein Gehalt an Kindeln und Kalkschrot, sein Reichtum an Fossilien, die, z. T. zonenweise zusammengedrängt, außer einem Nagerzahn nicht weniger als 21 verschiedne Schneckenarten, darunter 2 Sumpfschnecken, aufweisen, dies alles spricht dafür, und die darüber liegenden Schichten sprechen nicht dagegen, daß die ganze Einlagerung während einer Ruhepause des Ausbruchs eingeschwemmt und auf der damaligen, geneigten Kraterwand abgesetzt worden ist.[2])

Über die Ursprungsstätte des Zwischenlagers läßt sich nichts bestimmtes aussagen. Heut ist kein höher gelegner Punkt mehr

[1]) a. a. O. (Führer), S. 227—228.
[2]) Bedenken könnte bei dieser Annahme die Tuffschicht 6 mit ihren eingeschlossnen Tonballen erregen. Mußten diese, wenn sie vorher an einer andern Stelle lagen, bei einer Abschwemmung nicht erweicht und zu Schlamm aufgelöst werden?

da, wo die Abspülung erfolgt sein könnte. Man muß deshalb wohl annehmen, daß ein höherer, mit Löß, Tuff etc. bedeckter Südwestteil des Berges, der vorhanden war, dem Schlußakte des Ausbruches oder einer spätern Erosion zum Opfer gefallen ist. Ob für eine solche Erosion seit der Lößzeit und eine Kraterumrahmung-zerstörende Erweiterung des kleinen Tales, aus dem die Südwestseite des Berges aufsteigt, bestimmtere Anzeichen vorliegen, steht noch dahin. Ich gedenke auf diesen Punkt und die Zusammensetzung der Schichten 2—6 an einer andern Stelle zurückzukommen.

Nachdem man noch den etwa 3 m mächtigen Gang von Melilithbasalt besichtigt hatte, der nordwestl. von der Grube in St. $4^1/_2$ die Schlacken des Berges durchbricht, kehrte man direkt nach Burgbrohl zurück, weil es zu spät geworden war, um noch den tertiären Basalt des dicht am Orte gelegnen Kahlenberges und die darüber gut aufgeschlossne Oolithterrasse zu besuchen. Doch bot der Rückweg Gelegenheit diese und andre in der Landschaft ausgeprägte Terrassen zu erläutern.

Brohltal. In Burgbrohl standen Leiterwagen bereit, um die Geologen nach Brohl a. Rh. zu bringen. Unterwegs mehrfach aussteigend durchwanderte man zum Studium der Traßablagerungen, die ihresgleichen nicht haben, zu Fuß einige Strecken des Brohltals.

Der Traß ist ein eigentümlicher trachytischer Tuff, der zu Pulver gestampft oder gemahlen wird und dann mit Kalk und Sand vermischt einen ausgezeichneten, sehr gesuchten hydraulischen Mörtel liefert. 20 bis 30 m hoch erfüllt er das Brohltal und einige Nebentälchen. Diese Täler waren fertig, als der Traß hineinkam; denn er lagert ihren aus Unterdevon bestehenden Wänden und ihrem alten diluvialen Gehängeschutte bis zum heutigen Bachbette, stellenweise sogar bis darunter, auf und an, wie an verschiednen Punkten gezeigt wurde. Hier und da unterteuft ihn der Löß. — [Das Devon baut sich aus Siegener Schichten auf; neben Algenresten, die stellenweise die Schichtflächen bedecken, sind bisher nur wenig Versteinerungen, am häufigsten noch stark verdrückte Steinkerne von *Renssellaeria crassicosta* Koch vorgekommen]. — Durch die Traßmasse, deren ursprüngliche Höhe durch eine scharf markierte, schmale Terrasse angezeigt wird, hat sich die Brohl jetzt bis auf die alte Sohle wieder durchgefressen.

Der Traß ist ein weißliches bis graues oder gelbliches, weiches, aber meist gut zusammenhaltendes Gestein und wiederum nichts andres als eine Abart des Laacher Trachyts. Zersetzte (kaolinisierte?) Bimsteinstückchen, besonders in der Tiefe, frischere

Bimsteine in den obern Lagen, Bomben und Stücke von Laacher Trachyt, basaltische Schlacken und Lavastücke, kleine Schülfer und größere Fragmente von Devonschiefer und andern Gesteinen werden durch eine Füllmasse von zerstäubtem, schaumigem Glase verkittet, worin ausgeschiedne Kalinatronfeldspäte, Hauyn, Augit, Hornblende, Biotit, Apatit, Titanit und Magnetit liegen. Leucit tritt nur in fremden, auf sekundärer Lagerstätte befindlichen Einschlüssen auf. Verkohltes und unverkohltes Holz, Blattabdrücke und andre pflanzliche Reste, die sämtlich von noch heute lebenden Pflanzen herzurühren scheinen, sind überall darin zu finden.

Wie in petrographischer so zeigen auch in chemischer Beziehung der Traß und die Laacher Trachyttuffe eine so weitgehende Übereinstimmung, daß mit der substanziellen Identität auch ihre gemeinsame Herkunft vom Laacher See nicht zweifelhaft sein kann. Diese schon von Dressel vertretne Ansicht ist von Bruhns und jetzt auch von Voelzing bestätigt worden. Der Traß entstammt also demselben Herde und derselben Ausbruchsphase wie der Laacher Trachyt, die grauen Tuffe und die große Bimsteinüberschüttung des Neuwieder Beckens. Warum aber hat er eine besondre Beschaffenheit erhalten, warum weist er viele schwer erklärbare Unregelmäßigkeiten der Ablagerung auf und weshalb ist er, wenn auch nicht gänzlich, so doch fast gänzlich auf die Täler beschränkt?

Bis jetzt war die verbreitetste Anschauung, die zuerst von Steininger ausgesprochen worden ist, daß der Traß einen Schlammstrom darstellt. Aber es war bisher unmöglich mit Hilfe dieser Vorstellung alle Eigentümlichkeiten der Ablagerung zu erklären. Im allgemeinen ist der Traß massig, ungeschichtet, wie es der Natur einer Moja entspricht; aber es kommen auch kleine und große, ordnungslos verteilte Partien in ihm vor (am besten am Heselntale zu sehen), die eine deutliche Bankung und scheinbare Schichtung besitzen. Ebenso widerspruchsvoll wie diese Tatsache schienen mir, worauf ich vor einigen Jahren die Aufmerksamkeit lenkte[1]), zwei andre Erscheinungen zu sein, nämlich die großen, eigentümlich struierten Traßsphäroide im Traß, die etwas unterhalb Tönnisstein anstehen, sodann die sog. Sandköpfe, die die Teilnehmer in der großen Grube am „Tauber“ sahen.

Jene Sphäroide sind bis halbmannsgroße, mehr oder weniger kugelige, eiförmige, aber auch wohl walzige oder unregelmäßig rundlich gestaltete Stücke reinern Traßes, die von einer unreinern Traßmasse umschlossen werden. Sie liegen dicht, sich

[1]) Rauff, Exkursionsbericht. Verh. d. XIV. Deutsch. Geographentages zu Köln. Berlin, 1903, S. XLII.

berührend beisammen; ihr peripherischer Teil bildet eine Rinde konzentrisch schichtigen, feinern Trasses, während zwischen den Sphäroiden ein mit fremden Gesteinen, besonders mit gerundeten, schotterartigen Basaltlava- und Schlackenstückchen durchspickter Traß sitzt. Ich suchte diese Bildung auf Vorgänge zurückzuführen, die sich vielleicht in einem Schlammstrome abgespielt haben könnten. Dagegen schienen mir die Sandköpfe damit völlig unvereinbar zu sein. Das sind mauerartige Partien geringwertigen Traßes mitten im edeln Gestein. Da sie unbrauchbar sind, läßt man sie stehen. Sie durchsetzen den Traß gewöhnlich als innerliche Querrippen, also quer gegen die Längsrichtung des Tales und gegen die Stromrichtung einer hypothetischen Moja.

Voelzing hat neue Hypothesen über die Entstehung des Traßes, über dessen Absatzart, Verbreitung und Struktureigentümlichkeiten aufgestellt, die er der Versammlung vor Ort erläuterte. Er hält den Traß für den Niederschlag absteigender Glutwolken: solcher merkwürdigen „nuées ardentes“, wie sie durch die letzten Ausbrüche der Montagne Pelée auf Martinique (und der Soufrière auf St. Vincent) bekannt geworden sind.[1])

Diese heißen Eruptionswolken der Pelée bestanden aus Asche, Steinen und Gasen, vornehmlich Wasserdampf. In dem Augenblicke, wo sie aus einem zähflüssigen, aber umrindeten Lavadome des Kraters (Staukegel mit Felszahn) seitlich ausgestoßen wurden, bildeten sie nur einen relativ kleinen Ball, worin eine so heftige Wirbelbewegung herrschte, daß Gase, Asche und Steine dadurch dicht zusammengehalten wurden. Sobald aber der Ball geboren war, konnten sich die entlasteten Gase darin ausdehnen; er wurde zu einer blumenkohlförmigen, sich stetig vergrößernden Aschenwolke. Aber er stieg nicht nach oben hoch in die Luft, sondern wurde seitwärts und nach unten über den Kraterrand hinweg geschossen und rollte, der eignen Schwere gehorchend, am Berge hinab. Durch die gegenseitige Reibung seiner festen Teile, durch deren Reibung mit der Luft und mit dem Boden, auf dem der Wolkenball dahinstürmte, wurde die Wirbelbewegung im Innern immer schwächer, reichte bald nicht mehr aus, um die festen Teile zu tragen, und so fielen diese als Stein- und Aschenregen auf der Schußbahn herab.

Der Laacher See besitzt im nördlichen Teile seiner Umwallung zwei Lücken. Durch die eine, nach N gerichtete zieht

[1]) A. Lacroix, La Montagne Pelée et ses éruptions. Paris. 1904. S. 169—170, 196—221, 350—363.

K. Sapper, Die vulkanischen Kleinen Antillen und die Ausbrüche der Jahre 1902 und 1903. N. Jahrb. f. Min. etc. Jahrg. 1904, II, S. 1—70.

der Hohlweg, den die Exkursion benutzt hatte, um vom Lydiaturme aus östlich des Veitskopfes nach Wassenach und an die Kunksköpfe zu gelangen; durch die andre führt in NW der Weg vom Laacher See nach Glees südlich am Veitskopfe entlang. Durch diese beiden Einschnitte haben die Glutwolken ihren Weg genommen, und wie die nués ardentes der Montagne Pelée das Tal der Rivière blanche für ihre Bahn bevorzugt haben, so hielten sich auch die Glutwolken des Laacher Sees an die Täler; d. h. sie haben sich in denen, die zufällig in ihrer Bahn lagen, gefangen, haben sich ihren weitern Weg durch sie vorschreiben und haben durch schnelle Bewegungshemmung in der engen Talrinne ihren festen Inhalt fallen lassen müssen. Bei den Absätzen der Glutwolken auf Martinique haben auch Regengüsse und die gestauten Talwässer eine Rolle gespielt. Dasselbe mag auch im Brohltale der Fall gewesen sein und manche lokale Anomalie der Ablagerung erklären. Wir hoffen, daß sie uns Voelzing verständlich machen wird.

Die nach N gerichteten Laacher Eruptionswolken erreichten das bei Wassenach beginnende Tönnissteiner Tal östl. von den Kunksköpfen, oder auch, von diesen nach links abgelenkt, das untere Gleesbachtal bei Burgbrohl. Dagegen ließen die durch den zweiten Einschnitt nach W abziehenden Wolken ihre Aschen im oberen Gleeser Tale fallen. Der mittlere Teil des Gleesbachtales aber blieb traßfrei, weil er im Schutze des hohen Veitskopfes lag. Tönnissteiner- und Gleesbachtal münden ins Brohltal, und deshalb kamen hier die bedeutendsten Traßmassen zum Absatze.

Mannigfache Umgestaltung erfuhr dann später die Ablagerung durch das fließende Wasser. In dem lockern, porösen Gesteine versickerten große Wassermengen, die an tiefern Stellen wieder austraten, also unterirdisch flossen. Der unterirdische Fluß arbeitete sich Höhlungen und Rinnen in das Gestein, schüttete sie aber bei stärkerm Strome auch wieder zu. Für so geschaffne und wiederausgefüllte Stollen hält Voelzing die Sandköpfe. Aber auch die beschriebnen Sphäroide führt er auf einen unterirdischen Wasserlauf zurück, dessen Decke zum Einsturz kam. Die Trümmer wurden von fließendem Wasser gerundet, mit einer Schlammrinde umkleidet, und die noch vorhandnen Zwischenräume mit gröberm Schotter erfüllt.

In enger Beziehung zu diesen durch unterirdische Erosion und natürlichen Spülversatz gebildeten Einlagerungen im Traß stehen jüngere Brohlschotter aus der nacheruptiven Zeit, in der der Bach die Traßerfüllung des Tales wieder durchsägt hat.

Voelzings Hypothese ist bestechend. Wenn er sie in seiner

demnächst erscheinenden Abhandlung zureichend zu stützen, wenn er das, was bisher widerspruchsvoll erschien, durch sie zu vereinen weiß, so hat er die Geologie des Laacher Sees um ein beträchtliches weiter gebracht.

In Brohl hatte Herr Hauptlehrer Jacobs eine große und gute Sammlung von Laacherseegesteinen ausgelegt, die er in der liebenswürdigsten Weise vollständig verteilte. Ihm sei dafür auch an dieser Stelle nochmals der freundlichste Dank der Gesellschaft ausgesprochen.

Mit schnellen Motorbooten erreichte man von Brohl aus nach genußvoller nächtlicher Rheinfahrt gegen 11 Uhr Linz, wo das Quartier bereitet war.

II. 13. August.

Basaltdurchbrüche und Rheinterrassen bei Linz; Rolandseck und Rodderberg. 46 Teilnehmer, Führung: H. Rauff und E. Kaiser.

Ein etwa einstündiger Marsch brachte die Teilnehmer von Linz aus zunächst nach dem Hummelsberg, wo durch Steinbruchsbetrieb die Lagerungsform und Ausbildung der Basaltkuppen gut aufgeschlossen ist. Der Basalt ist durch devonische Schiefer und Sandsteine durchgebrochen, die in dem Aufschlusse an der SW-Seite des Berges jetzt stark zersetzt sind. Die Zersetzung hat zu Brauneisensteinanreicherungen auf Klüften, Spalten und Schichtfugen Veranlassung gegeben. An der steil gegen den Basalt einfallenden Grenzfläche Devon-Basalt liegt stellenweise ein Rest von Tuffen, die der Tuffumkleidung des Stratovulkans entstammen, deren Erosionsrest uns jetzt in der Basaltkuppe vorliegt. Dieses von Laspeyres als „Grenz“tuff bezeichnete Gebilde ist am Hummelsberg nur im schmalen Bande erhalten, während an anderen Bergen dieses „Grenz“tuffband zuweilen größere Bedeutung erlangt. Nur an wenigen Stellen ist eine bedeutendere Tuffmasse erhalten geblieben, die den Schlacken entspricht, die auf der in dem Krater aufsteigenden Lava abgelagert wurden. So liegt auf dem Basalte des Hummelsberges eine größere Masse von (stark zersetzten) Basalt-Tuffen und Schlacken, die durch besondere Hervorragungen des Basaltes vor der Erosion bewahrt geblieben sind. Die Lava ist eben in dem Krater nicht nur aufgestiegen, diesen mehr oder weniger aus-

füllend. Sie ist vielmehr zwischen die Schlacken eingedrungen, hat vielleicht auch größere Massen der Schlacken gehoben. Ein ganz unregelmäßig geformter Kern entstand hierdurch, von dem aus mannigfache Apophysen größten Maßes in die Tuffe hineinragten. Diese Apophysen konnten der Erosion besonderen Widerstand entgegensetzen und so die Tuffe vor der Fortführung bewahren. Große Massen der Tuffe mögen sich aber auch nach Erlöschen der vulkanischen Tätigkeit von den Kraterwänden losgelöst und auf dem Lavakern abgelagert haben, der ihre Erhaltung späterhin bewirkte. Die eigenartigen Strukturformen dieser Tuffe auf Basalt in den Steinbrüchen am Minderberg (Meßtischblatt Königswinter) und Hummelsberg (Meßtischblatt Linz) lassen sich so am besten erklären, daß man eine sekundäre Lagerungsform annimmt. Genetisch sind aber diese Tuffmassen auf dem Basalte von den sog. Grenztuffen nicht verschieden. Sie gehören beide der Schlackenanhäufung des Stratovulkans an, dessen innerer Kern jetzt als Basaltkuppe erhalten geblieben ist. Wohl zu beachten ist, daß Lavaströme von diesen Vulkanen nicht oder nur an wenigen Punkten ausgegangen sind und dann auch keine weite Ausbreitung erlangt haben.

Der Basalt selbst zeigt am Hummelsberg ausgezeichnete säulenförmige Absonderung und läßt dort, wo die Grenzflächen entblößt sind, gut die Säulenstellung senkrecht zu der Grenzfläche erkennen. Das Innere des Bruches zeigt dagegen eine äußerst wirre Stellung der Säulen, was wohl nur mit einer äußerst unregelmäßigen, nicht etwa gleichmäßig trichterförmigen Begrenzung des Basaltes in Beziehung gebracht werden kann. Die Trichterform des Basaltes gibt sich hier am Hummelsberge durch das Einfallen der Grenzflächen zu erkennen, in gleicher Weise wie an zahlreichen Bergen der weiteren Umgebung.

Von der Halde des Steinbruches bot sich ein nur in der Ferne durch leichte Nebelschleier beeinträchtigter Überblick über das Rhein- und Ahrtal nnd die angrenzenden Gebiete bis nach den Vulkanen des Laachen See-Gebietes und nach der Rumpffläche des rheinischen Schiefergebirges auf den Eifelhöhen hin. Verschiedene Staffeln der Flußerosion sind wohl erkennbar in den Terrassen der pliocänen Kieseloolithschotter und der diluvialen Hauptterrassenschotter. Erstere Terrasse konnte man auf dem Rücken zwischen Vinxt- und Brohlthal zwischen Herchen- und Bausenberg bei dem Orte Ober Lützingen erkennen, der am Tage vorher schon besucht war. Diese höchste Terrasse hebt sich auch noch scharf ab unterhalb des Ahrtales in der Umgebung der Basaltkuppen der Landskrone und des Scheidsberges bei Remagen. Die weite Waldüberdeckung auf dem Plateau zwischen

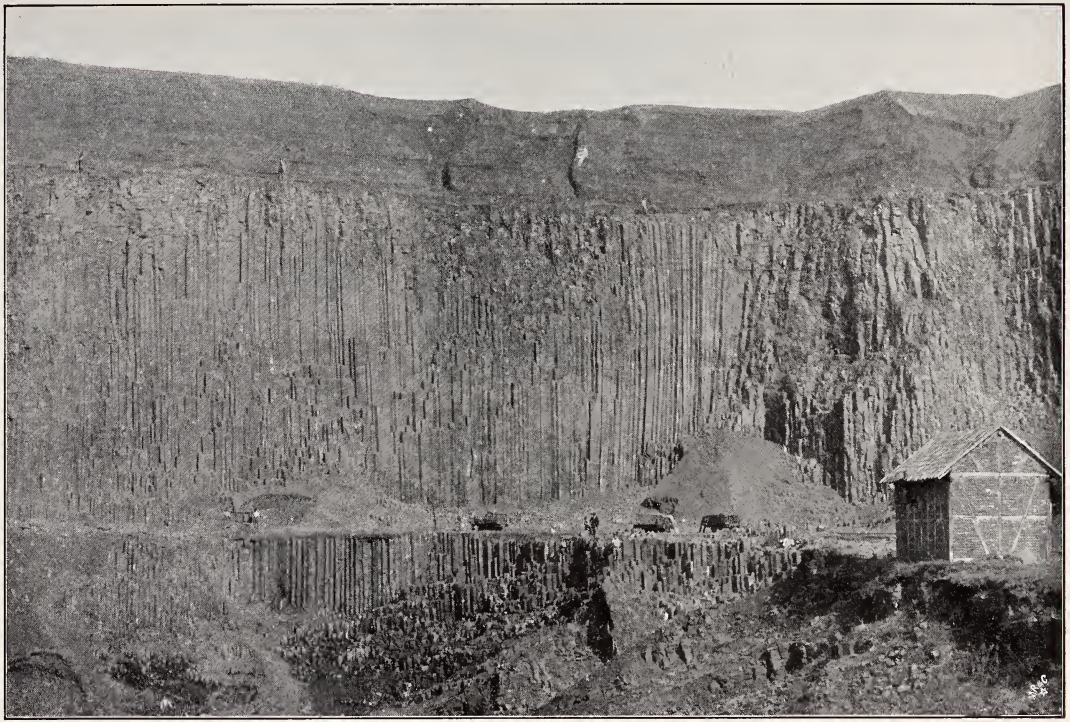
Niederbreisig, Franken und Sinzig läßt die Hauptterrasse auf der linken Rheinseite gut verfolgen, während sie auf der rechten Rheinseite bei Dattenberg und Linz und weiter unterhalb auf dem Plateau von Orsberg-Bruchhausen durch die Ausbreitung der Feldkultur infolge der Lößüberdeckung deutlich hervortritt. Beide Terrassen sind durch zahlreiche Bachläufe zerschnitten.

Der Weg vom Hummelsberg nach dem Dattenberg über den Ronigerhof und Ronig gab Gelegenheit zu Beobachtungen über die intensive Verwitterung der devonischen Schichten, über die Eisenanreicherung an ihrem Ausgehenden, wie über den Rand der Hauptterrasse gegen das höhere Gehänge. Der Weg bot endlich zahlreiche Beobachtungen über die Lößüberdeckung auf der Hauptterrasse, die auf der rechten Rheinseite im Bereiche von Blatt Linz besonders mächtig und in zahlreichen Hohlwegen aufgeschlossen ist.

Der Steinbruch am Orte Dattenberg (s. Fig. 5) zeigt in prächtiger Weise, wie am Hummelsberge, die säulenförmige Absonderung des Basaltes. Die Grenze gegen wiederum stark verwitterte devonische Schichten ist am W-Eingange von dem Bremsberge aus gut aufgeschlossen. Basalttuffe in einer Mächtigkeit von etwa $2^1/_2$ m treten zwischen den devonischen Schichten und dem Basalte auf. Dieses Profil an dem Westausgange des Bruches zeigt deutlich, daß eine trichterförmige Ausfüllung einer Explosionsöffnung im devonischen Untergrunde vorliegt. Die Wände des Trichters waren wenigstens an der Westseite des Bruches mit Basalttuff ausgekleidet. Andere Aufschlüsse der Grenze des Trichters gegen den Untergrund sind nicht vorhanden.

Quer durch den Bruch hindurch in SO—NW-Richtung geht eine Spalte, die ausgefüllt ist mit einem wirren Haufwerk von Basaltstücken, die z. T. noch frisch, z. T. aber stark zersetzt sind. Sie sind durch ein Bindemittel verkittet, das größtenteils aus der Verwitterung der Basaltbruchstücke hervorgegangen ist, die in die Spalte eingeklemmt sind.

Der Steinbruch am Dattenberge ist besonders interessant dadurch, daß der größte Teil der Kuppe, der hier einst als Erosionsrest eines Vulkans der Miocänzeit vorhanden war, durch die Wirkung diluvialer Flußtätigkeit abgetragen und abgeschliffen worden ist. Die Kuppe ist nur in ihrem unteren Teile erhalten. Der Basalt wird überdeckt von Kiesen und Sanden, die dem Hauptterrassenniveau des Rheintales angehören. Sie erreichen eine Mächtigkeit von ungefähr 15 m und werden von Löß überlagert. Die Köpfe der Basaltsäulen unter den Kiesen sind in den jetzt aufgeschlossenen Teilen des Bruches schon stark zersetzt. Die Oberfläche zeigte aber früher (namentlich in den Jahren 1897 und 1898) sehr



Haupt-
terrassen-
schotter

Fig. 5.
Basaltsteinbruch am Dattenberg bei Linz am Rhein.
Basalt, mit prächtiger Säulenbildung, abgeschliffen und überdeckt durch Kies und Sand der Hauptterrasse.

J. F. Starcke, Berlin W

Zu Seite 279.

schön die Schleifwirkung der Flußschotter in Schrammen und Furchen auf der Oberfläche des Basaltes. Die Schotter enthalten ein recht buntes Material, in dem derbe Quarze, Quarzite, harte Grauwacken, dann Buntsandsteinblöcke und Taunusgesteine vorwalten, denen gegenüber vulkanische Gesteine (Porphyr, Melaphyr etc.) noch stark zurücktreten, aber in ihrer Anwesenheit doch die weite Ausdehnung des Zuflußgebietes des Rheines der Hauptterrassenzeit ausdrücken. Die Blöcke erreichen recht beträchtliche Dimensionen, sodaß die Frage wohl aufgeworfen werden muß, wie weit das Eis in der Form des Grundeises etwa beim Transport dieser Blöcke durch den diluvialen Strom beteiligt war.

Die Halde des Steinbruches bietet Gelegenheit, um das Bild über die verschiedenen Staffeln der Rheintalerosion, das schon vom Hummelsberg gewonnen wurde, zu vervollständigen. Man sieht, in dem Niveau der Hauptterrasse stehend, deren starke Beteiligung an der Ausbildung des Landschaftsbildes weiter im Süden, Westen und Norden. Man sieht im Südwesten bei Ober-Lützingen zwischen Leilenkopf und Herchenberg die Kieseloolithterrasse sich darüber erheben und sie wiederum überragt von den jungdiluvialen Vulkanen des Laacher See-Gebietes, von denen namentlich der Bausenberg bei klarem Wetter mit typischer Form als wohlerhaltener Vulkan, Olbrück dagegen als Pholonithkegel, als Erosionsrest eines Vulkanes ähnlich den Basaltkegeln, uns scharf entgegentreten. Man sieht unter sich in tieferem Niveau eine scharf ausgeprägte Terrasse in einer Höhe von 100—120 m. Sie ist am Ostrande des Rheintales im Bereiche von Blatt Linz von Hönnigen bis Kasbach zu verfolgen, fällt steil gegen das Rheintal ab, wird überdeckt von mächtigen Schottermassen, die stellenweise noch reichlicheren Kalkgehalt wie die Schotter der Hauptterrasse enthalten (Kalke des Mainzer Beckens). Eine mächtige Lößdecke lagert noch auf den Schottern, sodaß auch diese Terrassenfläche zur Feldkultur, seltener als Weinberg benutzt wird, während der Anstieg gegen die Hauptterrasse, an dem die devonischen Schichten hervortreten, häufiger von ausgedehnten Weinbergen eingenommen ist. [An dem jenseitigen Rande des Rheintales zwischen Niederbreisig und Sinzig sieht man an dem mit Wald überdeckten Gehänge unterhalb der Hauptterrasse einen scharfen Knick des Gehänges, hervorgerufen durch eine noch tiefere Terrasse, (ca. 90 m) deren sehr steiler Abfall nach dem Rheintale von devonischen Schichten gebildet wird. Der Anstieg zu der Hauptterrasse wird durch Löß verschleiert.][1]) Ein weiteres noch tieferes Niveau (70—75 m) ist

[1]) Neue Beobachtungen nach der Exkursion, die hier zur Benutzung für spätere Exkursionen ebenfalls mitgeteilt werden.

noch von der Dattenberger Steinbruchshalde erkennbar von der Einmündung des Ahrtales am Schwalbenberge nördlich von Sinzig aus bis nach Remagen hin. Die durch hohe Stämme hervortretende Chaussee (Sinzig-Remagen) führt an den Aufschlüssen der tiefsten Mittelterrasse entlang (= Mittelterrasse auf den Blättern Sechtem, Brühl und weiter nordwärts.) Ein sanfter Anstieg von dieser Straße aus nach den Höhen des Reisberges und des Victoriaberges wird ebenfalls wiederum durch Löß bedingt, aus dem erst weiter oberhalb devonische Schichten hervortreten, was sich gleich wieder in der Ausbreitung des Waldes kennzeichnet.

Bei gutem Wetter zeigen sich auch in dem Ahrtale selbst einige tiefere Terrassen unter dem Hauptterrassenniveau.

Besondere Beachtung muß noch der eigentlichen Talniederung gewidmet werden, der als „Goldene Meile“ bekannten Niederung zwischen Niederbreisig, Sinzig, Kripp und Remagen. Sie ist früher als ein Schuttkegel der Ahr aufgefast worden, durch dessen Bildung der Rhein immer weiter nach Osten gedrängt worden sei. Diese weite Niederung ist aber aufgebaut von zwei deutlich unterscheidbaren Rheinaufschüttungen und zwar von denen der Niederterrasse und von dem (alluvialen) Überschwemmungsgebiete des Rheinlaufes.

Vom Dattenberge wanderte man nach Linz, von wo zwei Motorboote bis Rolandseck benutzt wurden. Die Fahrt bot Gelegenheit zur Beobachtung der scharfen Form der Basaltfelsen der Erpeler Ley, verschiedener Terrassenstufen zu beiden Talseiten, des Unkelsteinbruches gegenüber Unkel mit der noch wohl erhaltenen, vom Boote aus gut erkennbaren Rutschfläche des Bergrutsches vom 20. Dezember 1846, der verschiedenen Basaltkegel auf beiden Seiten des Stromes und endlich des Siebengebirges.

Nach dem Mittagessen in Rolandseck wurde zunächst der Rolandsbogen besucht. Er steht auf einem Basaltdurchbruche, den man dem Stiel (Eruptionsschlot) der trichterförmigen Ausfüllung der Basaltkuppen unseres Gebietes vergleichen muß. Die Erosion des Rheines hat einen prächtigen Aufschluß geschaffen, der durch die Anlage der Eisenbahn noch verbessert ist. Die fiederförmige Stellung der Säulen ist aufs prächtigste bloßgelegt. Auf beiden Seiten des riffartig hervortretenden Basaltes stehen Basalttuffe (Grenztuffe Laspeyres) an, die von zahlreichen Basaltapophysen und weiter aushaltenden Basalttrümern durchzogen werden, was besonders am Wege durch die Weinberge

nach dem Aussichtspavillon zu beobachten ist. Der von dem Rolandsbogen gekrönte Basaltschlot ist gegen den devonischen Untergrund auf allen Seiten durch Erosion bloßgelegt.

Auf der Höhe des Rodderberges wurde zunächst Umschau gehalten, dabei der prächtige Ausblick auf das Siebengebirge genossen und späterhin die Einsenkung des mit Löß erfüllten Kraters der Rodderberges betrachtet. Der Kraterwall ist noch wohl erhalten. Die Auflagerung der Schlacken auf den Hauptterrassenschottern ist an mehreren Stellen aufgeschlossen. Auf dem Rundgange um den Krater beobachtete man die Lagerungsform und Ausbildung der Schlacken, das Auftreten zahlreicher verglaster Quarzgeschiebe und angeschmolzener Bruchstücke von devonischen Sandsteinen.

Beim Abstiege nach Norden konnte noch die Schlackengrube besucht werden, in der ein Lavagang von Leucitnephelinbasalt auch jetzt noch ziemlich gut zu beobachten ist. Endlich wurden noch die Aufschlüsse in einer tiefen Mittelterrasse am N-Fuße des Rodderberges besucht, wo durch die Wegeanlage und eine Kiesgrube ein ausgezeichnetes von Laspeyres genauer beschriebenes Profil besprochen wurde. Hier lagert auf Kies zunächst Löß[1]), an der Oberkante mit pflasterartig an einander gefügten Lößkonkretionen, dann Schlackentuffe, Rapilli und endlich wieder Löß (s. Anm.) Das Profil ist neben anderen am Fuße des Rodderberges wichtig für die Altersstellung des Ausbruches des Rodderberges. Der Ausbruch ist erfolgt, nachdem das Rheintal fast bis auf seine heutige Tiefe erodiert war. Der Ausbruch fällt in die Lößperiode, wahrscheinlich in die Zeit kurz vor der Ausbildung der tiefsten Mittelterrasse.[2])

Der vorgerückten Stunde wegen wurde ohne Aufenthalt der Weg nach Königswinter genommen.

III. 14. August.

Siebengebirge. 47 Teilnehmer. Führung: H. Rauff und E. Kaiser.

Dieser Tag sollte einen möglichst gedrängten Überblick über das Siebengebirge geben, was durch reichliche Zuhilfenahme von

[1]) Dieser Löß ist neuerdings von Herrn Steinmann als älterer Löß im Sinne der Oberrheinischen Bezeichnung angesprochen und von dem am Gehänge auftretenden „Gehängelöß“ (Laspeyres) getrennt worden, den er als „jüngeren“ Löß bezeichnet.

[2]) Ein Bericht über die Entwicklung des Diluviums zwischen Neuwieder Becken und Niederrheinischer Bucht wird demnächst im Jahrb. der Kgl. Preuß geol. Landesanstalt erscheinen.

Wagenfahrten erreicht wurde. Es muß besonders betont werden, daß die Durchführung der Exkursionen an diesem Tage wesentlich erleichtert wurde durch das liebenswürdige Entgegenkommen des von H. von Dechen gegründeten „Verschönerungsveriens für das Siebengebirge", der sich die Erhaltung der landschaftlichen Schönheiten des Siebengebirges mit großem Erfolge zur Aufgabe gemacht hat. Der 2. Vorsitzende des Vereins, Herr B. Stürtz-Bonn, begrüßte die Exkursionsteilnehmer bei dem Frühstück in Heisterbach.

Das Siebengebirge [1]) zeigt auf devonischem Untergrunde einen Sockel von untermiozänen (Laspeyres: oberoligozänen, Schichten, die zuunterst aus Tonen, diesen auflagernden Sanden) Kiesen sowie daraus durch Verkieselung entstandenen Sandsteinen („Quarzit", Braunkohlensandstein, Knollensandstein) und Konglomeraten bestehen. Sie werden überlagert von Trachyttuffen, die lokal verschiedenartige Ausbildung besitzen. Die auf den Trachyttuffen auflagernden „Hangenden Schichten", bestehend aus Tonen, Sanden, Braunkohlen und Basalttuffeinlagerungen, sind auf dem Exkursionswege nicht berührt worden. Vulkanische Gesteine sind durch diese Sedimente, mit Ausnahme der Basalte vor der Ablagerung der hangenden Schichten durchgebrochen. Trachyte sind die ältesten vulkanischen Gesteine; jünger sind die Andesite. und diesen endlich folgten die Basalte. Die Ausbruchszeit des Essexit und seiner Begleitgesteine in der Umgebung der Löwenburg, denen neuerdings durch C. Busz eine besondere Stellung zugesprochen wird, ist wahrscheinlich zwischen die des Andesit und des Basalt einzureihen.

Die Exkursion gab zunächst Gelegenheit, den groben Höllentuff in der Hölle, die durchsetzenden Gänge von stark zersetztem Basalt, sowie den Gang mit klastischer Ausfüllungsmasse von Gangspalten kennen zu lernen. Die groben Höllentuffe treten zwischen dem Bahnhof Königswinter und dem Wintermühlenhof in relativ niedriger Höhenlage auf, direkt devonischen Schichten, ohne Zwischenmittel von tertiären Ablagerungen, aufruhend, wahrscheinlich deshalb, weil hier eine alte Ausbruchsöffnung vorliegt. — Am Wintermühlenhof (Quegstein) konnten die quarzigen liegenden Schichten in quarzitischer und konglomeratischer Ausbildung, mit Blattresten und Opalausscheidungen auf Klüften, beobachtet werden. Die Normal-Tuffe mit den durchsetzenden Basaltgängen wurden in der Ofenkuhle in dem obersten, unter-

[1]) Es möge noch auf die ausführliche Darstellung hingewiesen werden, die das Siebengebirge durch H. Laspeyres erfahren hat (Verh. nat. hist. Ver. Bonn 57. 1900, S. 121—591; auch separat Bonn 1901.

irdisch betriebenen Backofensteinbruche der „Sommerheller-Seite“ genauer betrachtet.

Der Basaltbruch am großen Weilberg (Wirlberg der Steinbrecher) wurde sodann besucht. Es ist einer der interessantesten Brüche des Siebengebirges und seiner weiteren Umgebung, der schon seit langen Dezennien bemerkenswerte Aufschlüsse geliefert hat (Profile bei Laspeyres, Siebengebirge, S. 371.) Der Bruch ist bemerkenswert zunächst wegen der durch verschiedene Aufschlüsse bloßgelegten trichterförmigen Ausfüllung von Basalt und Basalttuff im Trachyttuff, durch die unregelmäßige Auskleidung des Trichters mit Basalt„grenz“tuff, durch die ausgezeichnete meilerförmige Anordnung der Basaltsäulen und endlich durch das Auftreten einer gehobenen Scholle von Trachyttuff auf dem Basalt.

Vom Weilberg aus wurde Heisterbach besucht. Hier wurde gefrühstückt. Nachher fuhr man nach dem Rosenauer Kreuz.

Die verschiedenen Aufschlüsse in und an dem wichtigen Andesitgange Stenzelberg-Wasserfall wurden auf dem Wege vom Rosenauer Kreuz nach der Spitze der Großen Rosenau besichtigt. Diese bot einen Überblick über die Formen des Siebengebirges, über die vordere (dem Rheine zugewandte) Gruppe der niedrigeren Kuppen: Drachenfels, Petersberg, Nonnenstromberg, Hirschberg, Wolkenburg, Schallenberg, Geisberg, Jungfernberg, Wasserfall und Rosenau mit gleichmäßigen Höhen von 320—335 m, mit Ausnahme des niedrigeren Hirschberges (256 m). Sie haben eine so gleichmäßige Höhe, daß man nach einer Ursache hierfür sucht. Philippson hat eine solche angedeutet, indem er annimmt, daß es sich um eine alte Erosionsfläche handelt, die älter wie die Ablagerung der Kieseloolithschotter sein müßte. Es ist aber von Schottern auf den vorderen Kuppen des Siebengebirges bisher nichts gefunden worden. Die gegebene Erklärung bleibt noch zweifelhaft.

Die hintere Gruppe der höheren Kuppen des Ölberg (461 m), der Löwenburg (454.9 m) und des Lohrberg (435 m) hebt sich scharf dagegen ab, besitzt untereinander aber wiederum ziemlich gleiche Höhenlage. Man übersieht auch von der Rosenau die starke Gliederung des Gebirges durch zahlreiche Schluchten und Bachrisse. Diese Gliederung ist zurückzuführen auf die leichte Erodierbarkeit der Trachyttuffe, die zwischen den Bergen auftreten. Die einzelnen Berge stellen im allgemeinen nur Ausfüllungen trichterförmiger Explosionsöffnungen im Trachyttuffe dar, wie durch die neuere geologische Aufnahme des Siebengebirges nachgewiesen ist. Diese gab damit eine sehr viel bessere Erklärung für die morphologischen Formen des Siebengebirges wie

etwa die älteren Anschauungen, die im wesentlichen mächtige gangförmige Verbindungen der verschiedenen Berge hypothetisch annahmen, trotzdem der Beweis des Auftretens von Trachyttuffen in den Einsattelungen zwischen den Bergen leicht zu führen ist.

Die einzelnen Berge haben dabei äußerst abweichende Formen nach der Gesteinsart, die den Berg aufbaut. Diese Formen konnten von der Rosenau aus wohl beobachtet werden. Der Ölberg bietet sogar ein gutes Beispiel für verschiedenartige Böschungsverhältnisse infolge der Beteiligung von Basalt, Trachyt und Trachyttuff an dem Aufbau des Berges.

Das einzige Beispiel mächtiger und langanhaltender, ungefähr $1^3/_4$ km langer Gänge bildet der Gang Stenzelberg—Rosenau — Wasserfall, dessen Einwirkung auf die Oberfläche stellenweise in der Form eines scharfen, blocküberstäten Riffes hervortritt und auf dem Abstieg von der Rosenau nach der Verschönerungsvereins-Straße gut zu beobachten ist.

Trotz lockender Aufschlüsse wurde die Fahrt direkt bis zu dem Nasseplatze fortgesetzt, der alten Steinbruchshalde des Trachytbruches am Lohrberge. Der alte Steinbruchsplatz ist durch den Verschönerungsverein für das Siebengebirge aufs beste umgewandelt worden und gewährt einen guten Überblick über die landschaftliche Ausbildung des mittleren Teiles des Siebengebirges. Der Name des Platzes erinnert an den langjährigen Präsidenten der Rheinprovinz, der die Bestrebungen des Verschönerungsvereins für das Siebengebirge in der Richtung auf die Erhaltung der landschaftlichen Schönheiten des Siebengebirges besonders eifrig gefördert hat. Der still gelegte Steinbruch ist glücklicherweise noch gut erhalten und wird hoffentlich auch noch lange erhalten bleiben, da er als einziger größerer Aufschluß die trichterförmige Verjüngung auch der Trachytvorkommen nachweist. Die umgebenden Tuffe sind besonders reich an Bruchstücken des Devonuntergrundes, denen gegenüber trachytische Bomben zurücktreten. Diese Einsiedel-Tuffe [nach dem Einsiedler Tale bei der Löwenburg benannt] besitzen außerdem eine ziemlich gleichmäßig mittelkörnige Struktur. Eine dünne Lage von trachytischem „Grenz"-tuff, aus Lohrbergtrachyt-Bomben bestehend, trennt den Einsiedeltuff vom Lohrbergtrachyt, der in sehr schönen Säulen abgesondert ist, die wiederum senkrecht auf der Grenzfläche stehen. Der Lohrbergtrachyt weicht vom bekannten Drachenfels-Typus „hauptsächlich ab durch das Fehlen der großen und gut ausgebildeten Sanidinkristalle, durch größere und noch unregelmäßiger begrenzte „Feldspatflecken", durch das nie fehlende, meist sogar reichliche Vorhandensein von Augit in Grundmasse und Ausscheidungen, durch das gleichzeitige, allerdings meist sehr spärliche Vorhanden-

sein von Hornblende und durch die Seltenheit von Tridymit in Grundmasse und Drusen. Sie bekommt für das bloße Auge ein mehr körniges als porphyrisches Ansehen“ (Laspeyres). Das Gestein ist dunkler grau gefärbt wie der Drachenfels-Trachyt.

Auf dem durch den Verschönerungsverein für das Siebengebirge neuerdings geschaffenen Horizontalweg um den Lohrberg herum nach dem Löwenburgerhof zu konnte der Lohrbergtrachyt noch mehrfach beobachtet werden.

Der eigenartige Brüngelsbergandesit und die am Brüngelsberge auftretenden Harttuffe konnten noch in frischen Handstücken gewonnen werden.

Nach einer kurzen Kaffeepause am Löwenburgerhof wurde die Löwenburg besucht. Hier bot sich Gelegenheit, bei vorzüglicher Aussicht den Überblick über das Siebengebirge wie auch über das Rheintal und die höher ansteigende Hochfläche des Westerwaldes und der Eifel zu vervollständigen. Man konnte die breite, von Philippson als Trogfläche bezeichnete Einsenkung von der Devonhochfläche nach dem ältesten Rheintale und die verschiedenen Staffeln, die am Vortage bei Linz schon näher beobachtet waren, bis in die Tiefe des Rheintales wohl verfolgen.

Unter der Anleitung von Herrn Professor Busz-Münster wurde der Essexit der Löwenburg, der bisher als besonderer Dolerittypus in der petrographischen Literatur gegolten hatte, näher studiert und dabei das reichliche Auftreten von Gips als sekundärem Mineral beobachtet, der übrigens schon früher von Laspeyres nachgewiesen war. Beim Abstiege von der Löwenburg konnten der „Hornblendebasalt“, der von den Löwenburggesteinen durchbrochene Brüngelsbergandesit, sowie endlich im Rhöndorfertal das mit dem Essexit der Löwenburg in naher Beziehung stehende Kühlsbrunnengestein (früher als Akmit-, Ägirin-, Sodalith-Trachyt bezeichnet, nach Busz ein dem Bostonit nahe stehendes Ganggestein) und endlich das von Busz als Heptorit bezeichnete Ganggestein (ein Hauyn-Monchiquit) näher betrachtet werden.

Auf einem vom Verschönerungsvereine hergestellten Pfade wurde die Straße Margarethenhof-Drachenfels und dann auf dieser mit den Wagen der Drachenfels erreicht. Hier bot sich Gelegenheit zu einem eingehenden Rundblicke, sowie zu einer flüchtigen Betrachtung des Drachenfels-Trachytes. Ein heraufziehendes Gewitter nötigte zur raschen Beendigung der Fahrt durch das Siebengebirge. Die liebenswürdige Einladung eines Exkursionsteilnehmers zu erneuter Motorbootfahrt auf dem Rheine von Königswinter nach Bonn wurde bereitwilligst angenommen. Die

Fahrt gestaltete sich durch das herniederkommende Gewitter, das zeitweise einem starken Sturme glich, zu einem interessanten Abschlusse der Betrachtung des eigenartigen Landschaftsbildes.

IV. 15. August.

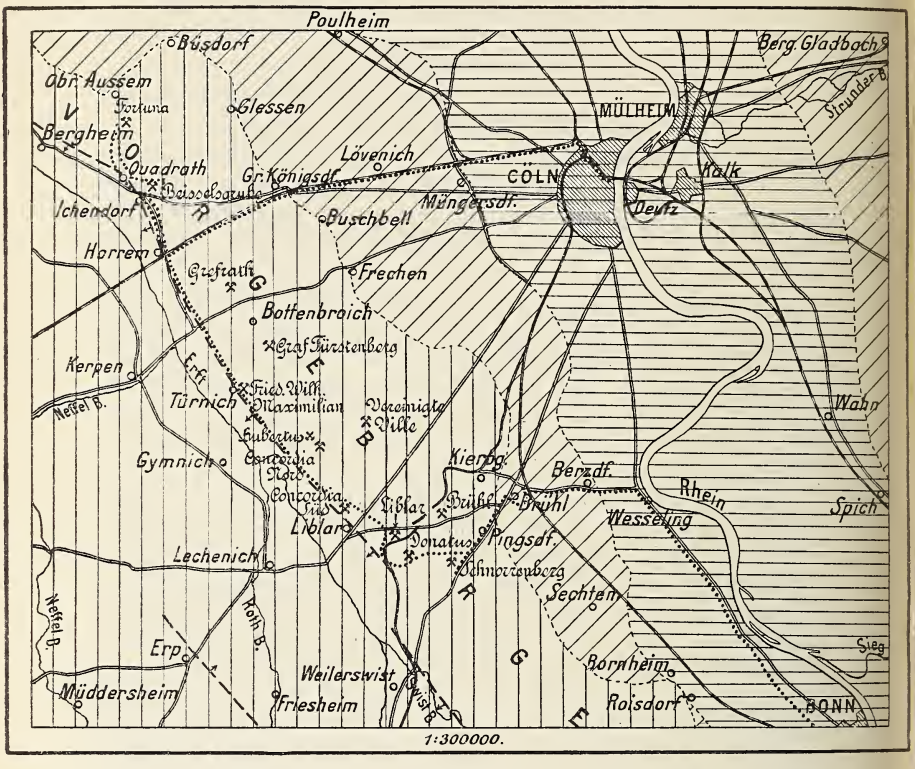
Tertiär und Diluvium zwischen Bonn und Cöln. 51 Teilnehmer. Führung: E. Kaiser und G. Fliegel.

Der letzte Exkursionstag war der Niederrheinischen Bucht und in Sonderheit dem „Vorgebirge“ (Ville) zwischen Bonn und Cöln gewidmet. Von Bonn aus erreichte man mittels der neuen elektrischen Rheinuferbahn den Ort Wesseling, halbwegs zwischen Bonn und Cöln.

Hier standen, zum Teil infolge des liebenswürdigen Entgegenkommens der Verwaltungen der Braunkohlengruben bei Brühl Wagen bereit, mit denen man zunächst nach dem Brühler Wasserturm bei Berzdorf fuhr. [Der Exkursionsweg dieses Tages ist auf dem Kärtchen Figur 6 näher bezeichnet.] Die Figuren 6 und 7 sind von Herrn G. Fliegel nach Aufnahmen von ihm und von E. Kaiser entworfen worden.

Man steht am Berzdorfer Wasserturm mitten in der sogenannten Bonn-Cölner Bucht, dem östlichen Teile der Niederrheinischen Bucht, die durch den Höhenzug des Vorgebirges in zwei Teile getrennt wird, einen östlichen, die Bonn-Cölner Bucht, und einen westlichen, der im wesentlichen von der Erftniederung eingenommen wird. Der Rhein hat seine Schottermassen nur zur Hauptterrassenzeit über die Höhen des Vorgebirges und darüber weit nach Westen hinaus aufgeschüttet. Die Phasen der späteren Erosionstätigkeit sind nur in der Bonn-Cölner Bucht zu beobachten. Man sieht von Berzdorf aus im Westen, ungefähr $4^1/_2$ km entfernt, den Anstieg zum Vorgebirge, im Osten, ungefähr 11 km entfernt, den Anstieg zu den Höhen des Bergischen Landes. Das Gehänge des Vorgebirges zeigt in der Nachbarschaft von Brühl nur wenig von Flußterrassen zwischen der Hauptterrasse und der Mittelterrasse. Die meisten Reste dieser Terrassen sind unter dem Löß verdeckt. Es ist wahrscheinlich, daß im Untergrunde der Stadt Brühl noch höhere Terrassen über dem Niveau der Mittelterrasse auftreten, die das Profil (Fig. 7) aufweisen müßte. Bohrungen oder tiefere Einschnitte fehlen hier gerade zur Entscheidung der Frage. Zweifelloser ist der Beweis für das Auftreten von Terrassen in einer Höhenlage zwischen Haupt- und Mittelterrasse nördlich oder südlich von Brühl zu führen.

Fig. 6.
Kartenskizze zu der Exkursion der deutschen geologischen Gesellschaft am 15. VIII. 1906.



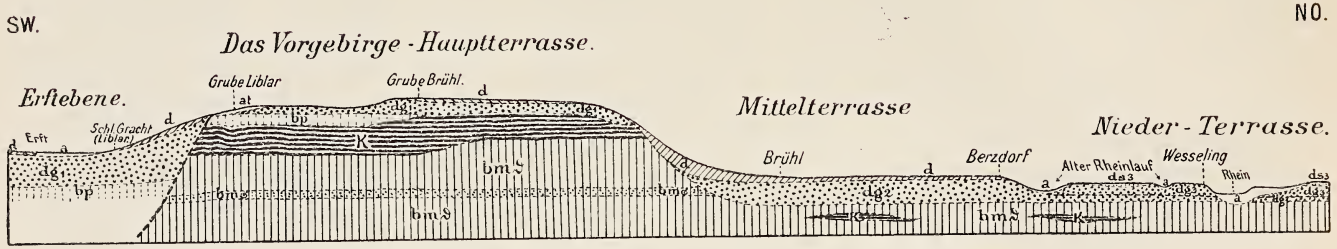
Hauptterrasse. Mittelterrasse. Niederterrasse. Verwerfungen. Exkursionsweg.

(Die jüngeren Talstufen der Nebentäler westlich des Vorgebirges sind nicht ausgeschieden.)

An die durch die Lößüberdeckung fast völlig eingeebnete Mittelterrasse, die der bei Linz-Remagen am Talrande auftretenden tiefsten Mittelterrasse entspricht, schließt sich gegen den heutigen Rheinlauf hin die Niederterrasse an, die frei von Löß ist. Sandige Ablagerungen nehmen in großer Ausdehnung an der

Fig. 7.

Profil Erftebene-Vorgebirge-Rheintal (Liblar-Brühl-Wesseling.)



Ungefährer Maßstab 1:75000 der Längen, 1:7500 der Höhen.

bmϑ Ton
bmσ Sand
K Braunkohle
} der Braunkohlenformation = Untermiocän

bp Quarzschotter der Kieseloolithstufe = Pliocän.

Diluvium

dg1 Schotter der Hauptterrasse
dg2 „ „ Mittelterrasse
d Löß und Lehm

ds3 Sand
dg3 Schotter
} der Niederterrasse

a Alluvium, at Torf.

oberflächlichen Ausbildung der Niederterrasse teil. Die Geschiebe wie die Sande der Niederterrasse sind sehr stark kalkhaltig, nur oberflächlich durch Verwitterungsvorgänge entkalkt und im Verfolge dieser Entkalkung verlehmt. Primäre, durch rein fluviatile Tätigkeit erzeugte lehmige Bildungen treten nicht auf. Tonige Einlagerungen kommen, allerdings nur eng begrenzt, vor. Die Niederterrasse wird durchschnitten von zahlreichen Rinnen, die der Rhein in jüngsten Zeiten erzeugt hat, die er auch immer von neuem wieder wechselnd aufreißen würde, wenn die Menschenhand ihn nicht in ein festes Bett gezwängt hätte. Diese Rinnen sind ausgefüllt mit jüngsten Kiesen, Sand und Ton (Schlick), stellenweise auch mit torfigen Bildungen.

Dicht am Wasserturme vorbei zieht durch den Ort Berzdorf eine derartige Rinne, die noch dadurch besonders charakteristisch ist, daß an einer besonders tiefen Stelle dieser Rinne bei Berzdorf sich ein größerer abflußloser Teich (Entenpfuhl) befindet, in den mehrere Bäche einmünden, die von den Höhen des Vorgebirges herabkommen. Das zufließende Wasser sinkt in die Kies- und Sandaufschüttungen ein und geht in das Grundwasser der weiten Rheintalniederung über.

Die Hauptterrasse wurde später in den Braunkohlentagebauen am Schnorrenberg und auf Grube Donatus studiert, wobei namentlich die mannigfaltige Zusammensetzung der Schotter wie die intensive Verlehmung an der Oberfläche besonders beobachtet wurde. Die Auflagerung der Hauptterrassenschotter auf den pliozänen Kieseloolithschottern wurde auf Grube Donatus beobachtet. Letztere bilden ein scharf unterscheidbares Glied im Deckgebirge auf den Braunkohlengruben, namentlich am Westrande des Vorgebirges[1]).

Die genaueren Angaben über die Ausbildung des Vorgebirges sind in dem angefügten Berichte von Herrn G. Fliegel über das Vorgebirge enthalten. Hier soll nur der Exkursionsverlauf kurz geschildert werden.

Nach kurzem Besuch des alten „Klütten"betriebes auf dem Schnorrenberg und längerem Verweilen auf der Braunkohlengrube Donatus eröffnete sich am Westabhange des Vorgebirges bei selten klarem Wetter ein weiter Blick über die Erftniederung hinweg

---

[1]) Eine Zusammenstellung der Beobachtungen über die pliozänen Kieseloolithschotter am Niederrhein findet sich in folgenden beiden neueren Arbeiten:

E. Kaiser: Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiete zwischen Mosel und niederrheinischer Bucht. Jahrb. geol. Landesanst., Berlin 1907. S. 57—91.

G. Fliegel: Pliozäne Quarzschotter in der niederrheinischen Bucht. Ebenda S. 92—121.

bis tief in die niederrheinische Bucht hinein. Deren südwestliche Begrenzung in Gestalt des von der Basaltkuppe des Michelsberges überragten Gebirgswalles der Eifel bis nach Mechernich und Langerwehe hin, der nordwestlichen Endigung des hohen Venn, lag klar vor uns.

Im weiteren Verlauf des Tages hielt sich die Exkursion an diesen Westabfall des Vorgebirges; zunächst wurden die dicht bei Liblar gelegenen Gruben „Liblar“ und „Concordia Süd“ mit den besonders auf der letzteren Grube gut aufgeschlossenen Faltungen und Stauchungen des Hauptbraunkohlenflötzes besucht. Danach fuhren die Teilnehmer mit der stets am Abhang bleibenden Nebenbahn vorbei an den Gruben „Concordia Nord“, „Hubertus“, „Wirzhütte“, Friedrich Wilhelm Maximilian“ über Horrem, wo die Cöln—Aachener Bahn gekreuzt wurde, nach Ichendorf zum Besuch der „Beisselsgrube“. Hier konnte ein hervorragend schönes Profil durch das Hauptbraunkohlenflöz mit miozänen Tonen im Hangenden [scharfe Quarzsande u. pflanzenführende Tone der „Kieseloolithstufe“ (Pliozän), darüber Schotter der „Hauptterrasse“ (Diluvium)] gezeigt werden.

Die Exkursion wandte sich dann der nördlichsten Grube des Vorgebirges, der „Fortuna“ bei Ober-Aussem zu. Das Braunkohlenflöz besitzt auf Fortuna wie auf Beisselsgrube die einzig dastehende Mächtigkeit von rund 100 m, ohne daß irgend ein Zwischenmittel eingeschaltet ist.

Der Tag endete mit einem von der „Fortuna“, Aktiengesellschaft für Braunkohlenbergbau, in liebenswürdigster Weise in Horrem veranstalteten Abschiedsessen, von wo aus die Teilnehmer am Abend die Heimreise über Cöln antraten.

Das linksrheinische Vorgebirge.

Von Herrn G. Fliegel in Berlin.

Hierzu die Übersichtskarte auf S. 288, das Profil auf S. 289 und eine Tafel zu S. 297.

Die Schilderung des Vorgebirges, die ich im folgenden gebe, will nur ein kurzer Überblick über den geologischen Bau desselben sein. Auch beschränke ich mich, nachdem Herr E. Kaiser im voranstehenden Teile des Berichtes neben dem äußeren Verlauf der Exkursion die Entwicklung des Diluviums besprochen hat, ganz auf die älteren, tertiären Schichten. Eine ausführliche Darstellung wird in einer größeren, im Jahrbuch der preußischen

geologischen Landesanstalt erscheinenden monographischen Bearbeitung gegeben werden. Dort soll auch die ältere Literatur angemessene Würdigung finden. Zahlreiche Einzelheiten sind außerdem aus den Erläuterungen der betr. Blätter[1]) der geologischen Karte, die sich zur Zeit im Stich befinden, zu entnehmen.

Dabei sei bemerkt, daß Herr E. Kaiser Blatt Brühl, ich die Blätter Sechtem, Kerpen und Frechen kartiert habe. Durch zahlreiche, gemeinsame Begehungen, auf denen wir unsere Beobachtungen und Anschauungen austauschten, sind wir zu einer sehr erfreulichen Übereinstimmung in ungefähr allen wesentlichen Fragen gekommen. Auch sei besonders hervorgehoben, daß die Angaben, die ich weiterhin über die Entwicklung der Braunkohlenformation mache, soweit sie sich auf Aufschlüsse des Blattes Brühl beziehen, zumeist auf Beobachtungen des Herrn E. Kaiser im Jahre 1904 beruhen. —

Die diluvialen und tertiären Bildungen des Vorgebirges — oder der „Ville“, wie man am Rhein vielfach sagt — gehören der **Niederrheinischen Bucht** an. Ablagerungen der Braunkohlenformation, deren untermiocänes Alter für den Niederrhein kaum noch[2]) bestritten werden wird, bilden von einem Gebirgsrande bis zum andern den tieferen Untergrund. Während deren Auflagerung auf Schichten des Unterdevon im südlichen Teile der Bucht noch hier und da zu beobachten ist — am Vorgebirge wurde Unterdevon noch bei Roisdorf nordwestlich von Bonn in geringer Tiefe erbohrt — liegt das terrestrische Untermiocän weiter im Norden auf Meeressanden des Ober-Oligocän, die etwa in der Breite von Neuß beginnen. Noch mehr nördlich, von Geldern ab, also nach der holländischen Grenze zu stellt sich, ohne daß dort Bildungen der Braunkohlenformation noch bekannt wären, marines Miocän ein.

Alle diese Schichten werden innerhalb des ganzen, in der Hauptsache tertiären Senkungsfeldes der Bucht von fluviatilen Ablagerungen in gewaltiger Ausdehnung bedeckt, einer älteren, wesentlich aus Kieselgesteinen und Tonen bestehenden Schichtfolge und einer jüngeren, in sich wieder durch die Ausbildung von Flußterrassen gegliederten diluvialen Aufschüttung. Die erstere Ablagerung, deren Quarzschotter durch die Führung von Kieseloolithen, eigentümlich glänzend schwarzen Geröllen und verkieselten, jurassischen Fossilien besonders ausgezeichnet sind, und deren Tone durch die Führung einer Flora von mediterranem Habitus auf ein wärmeres Klima während der Zeit ihrer Bildung

[1]) Die den Blättern beigegebenen Profile belehren ohne weiteres über den geologischen Aufbau.

[2]) Vgl hierzu G. Fliegel: „Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht.“ Jahrb. geolog. Landesanstalt Berlin f. 1907, S. 92.

hinweisen, hat, wie ich an anderer Stelle ausführlich dargetan habe, pliocänes[1]) Alter.

Die jüngeren Flußaufschüttungen dagegen, deren gewaltige ostwestliche Ausdehnung sich am besten als die Aufschüttung eines riesigen Deltas erklären läßt, gehören dem Diluvium an. In ihre ältesten, höchstgelegenen Bildungen haben sich in späterer Zeit auf verhältnismäßig engem Raum die Flüsse, vielfach unter Bildung von Terrassen, eingeschnitten. Diese ältesten Schotter sind, wie ich ebenda[2]) zu zeigen versucht habe, das Äquivalent der Haupteiszeit[3]) und besitzen — allerdings vielfach von Löß bedeckt — die größte Oberflächenverbreitung in der Niederrheinischen Bucht.

Sie treten auf dem Vorgebirge als „Hauptterrasse“ besonders klar in die Erscheinung, da dieses vom Rheintal begleitet wird, und der Höhenunterschied zwischen Haupt- und Mittelterrasse in der Gegend von Bonn und Köln etwa 90 m beträgt. Gleich tief eingeschnittene Täler und eine gleich deutlich ausgebildete Folge von Terrassen besitzt die Niederrheinische Bucht sonst nicht.

Während der Aufschüttung der Hauptterrasse ist die Niederrheinische Bucht vielfach von jungen tektonischen Vorgängen noch mitbetroffen worden. Erst dadurch ist die Aufschüttung von Kiesen in größerer Mächtigkeit möglich geworden. Auch haben die diluvialen Gebirgsbewegungen bewirkt, daß sich die Schotter der Hauptterrasse heut an zahlreichen Punkten in einer so verschiedenen Höhenlage befinden, wie es bei einer ungestörten Flußablagerung unmöglich ist: Die Niederrheinische Bucht stellt eine diluviale Schollengebirgslandschaft dar, deren Hauptsprünge nach Nordnordwesten streichen und genau die gleiche Richtung haben wie die großen, durch den Steinkohlenbergbau ausgezeichnet aufgeschlossenen, aber auch im Diluvium, an der Oberfläche deutlich erkennbaren Hauptstörungen des Aachener Reviers — Sandgewand, Feldbiß — am westlichen Rande der Bucht.[4])

Bei diesen diluvialen, tektonischen Vorgängen darf allgemein vermutet werden, wie es für einzelne Fälle nachgewiesen[5]) ist,

---

[1]) Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht, a. a. O. S. 116—120.

[2]) Ebenda S. 118.

[3]) D. h. derjenigen Eiszeit, die die größte Ausdehnung gehabt, und ihre Ablagerungen in den nördlichen Rheinlanden nach Südwesten bis über den heutigen Rhein vorgeschoben hat.

[4]) Die Bedeutung der diluvialen Verwerfungen für die Niederrheinische Bucht ist zuerst von E. Holzapfel (Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. Jahrb. geolog. Landesanst. Berlin XXIV. 1903. S. 491—495) gewürdigt worden; dort auch eine Kartenskizze.

[5]) Jacob: Hauptstörungen im Aachener Becken. Zeitschr. f. praktische Geologie 1902, S. 330.

daß es sich nicht um Bewegungen der Erdrinde entlang neuen tektonischen Linien handelt, sondern daß alte Schollenbewegungen zu diluvialer Zeit sich fortgesetzt bezw. von neuem eingesetzt haben.

In den Landschaftsformen kommen die diluvialen Verwerfungen, also diejenigen Störungen, an denen Bewegungen noch zu diluvialer Zeit stattgefunden haben, sehr häufig als einseitig geböschte „Trockenrinnen“ zum Ausdruck: Die Schotter der Hauptterrasse sind an einem fast senkrechtem, in der charakteristischen, nordnordwestlichen Richtung — Stunde 10 — verlaufendem Steilrande oft um 10 m und mehr gesunken, um auf der andern Seite der dadurch gebildeten, meist kein Wasser führenden Rinne allmählich wieder zu der alten Höhe anzusteigen. Hat jedoch entlang einem solchen Sprung eine nennenswerte Wasserbewegung zu diluvialer Zeit stattgefunden, so besitzen diese Rinnen einen ungemein breiten, ebenen Talboden, der noch heut von einem im Vergleich dazu verschwindend kleinem Bach durchflossen wird.

Der so in den Hauptzügen charakterisierten Niederrheinischen Bucht gehört **das Vorgebirge**[1]) an. Man versteht darunter den plateauartigen Rücken, der das Rheinthal von seinem Austritt aus dem Gebirge ab linksrheinisch begleitet. Es wird gut sein, den Begriff in der Weise zu beschränken, wie v. Dechen es tat, und wie es in der neuen Übersichtskarte des Deutschen Reiches (Maßstab 1 : 200000) zum Ausdruck kommt. Danach nimmt die Ville westlich von Bonn dort, wo die Mittelterrasse des Rheines in weitem Bogen bis Duisdorf und Alfter in das Plateau eingreift, ihren Anfang.

Der Westrand wird durch den Abfall zur Swist bezw. nach deren Einmündung in die Erft durch diese gebildet, ohne daß eine Grenze gegen das sich südöstlich anschließende, ungefähr an der Straße Bonn—Flerzheim beginnende Plateau des Kottenforstes vorhanden wäre. Der Rand verläuft in gerader Richtung über Weilerswist, Liblar, Horrem, Bergheim, Bedburg bis Epprath in einer Länge von 52 km. Hier geht die Erft plötzlich aus der bisherigen, nordwestlichen in die nördliche bis nordöstliche Richtung über, um über Grevenbroich nach Neuß dem Rheine zuzufließen.

Der Höhenunterschied zwischen der höchsten Erhebung des Vorgebirges und dem Talboden der Swist beträgt bei Weilerswist 38 m, derjenige zwischen Ville und Erftniederung bei Horrem 60 m.

---

[1]) Vgl. zu den folgenden Ausführungen die Karte auf S. 288.

Der Ostabfall hat im allgemeinen die gleiche Richtung wie der westliche; er verläuft aber nicht derartig geradlinig, sondern die Mittelterrasse des Rheines greift wiederholt in großem, flachem Bogen in den Abhang ein, ein Zeichen für die intensive Seitenerosion des Flusses zu diluvialer Zeit.

Am nördlichen Vorgebirge nimmt diese Erscheinung, indem sich die Mittelterrasse gleichzeitig, etwa von der Cöln—Aachener Bahn ab, in mehrere Mittelterrassen auflöst, großartigere Formen an: Die höchste Mittelterrasse schiebt sich in einem großen Halbkreis von 6 km Durchmesser von Büsdorf bis nach Ober-Aussem, Holtrop, Garsdorf (Bl. Frechen, Bergheim, Grevenbroich) nach Westen vor, sodaß das Vorgebirge, das eben noch eine Breite von über 4 km hatte, auf eine gewisse Erstreckung auf 1 km verschmälert ist (siehe den Nordrand der Exkursionskarte auf S. 288)[1]). Nachdem es dann nochmals (bereits außerhalb der Karte) größere Breite erreicht hat, greift die Mittelterrasse wiederum weit nach Westen bis an, ja über das Erfttal vor, sodaß das Vorgebirge hier, bei Neuenhausen südlich von Grevenbroich endet.[2])

Der Abfall der Ville zum Rheintal ist weit beträchtlicher als derjenige zu Swist und Erft[3]), obwohl in der Literatur noch kaum erwähnt: er beträgt gegenüber dem heutigen Rhein in der Gegend von Sechtem etwa 105, bei Groß-Königsdorf bezw. Cöln 95 m. Der Westabfall ist also bei Vergleichung mit den oben für diesen mitgeteilten Zahlen um 67 bezw. 35 m weniger tief als der östliche.

Im folgenden soll in Kürze gezeigt werden, daß die angeführten morphologischen Unterschiede zwischen Ost- und Westabfall tiefere, geologische Ursachen haben:

Die Entstehung des Westabfalles der Ville.

Die westlich von dem Abfall des Vorgebirges unter der Lößbedeckung allgemein verbreiteten Kiese sind ebenso wie die auf der Höhe der Ville Schotter der Hauptterrasse. Sie besitzen ganz die gleiche, bunte Zusammensetzung, und es fehlen ihnen besonders auch die charakteristischen Eruptivgesteine des Nahe-

---

[1]) Es war bisher üblich, den von Büsdorf nach Ober-Aussem verlaufenden Steilabfall als den Nordrand des Vorgebirges zu betrachten; das ist nicht berechtigt.

[2]) Vgl. auch die verdienstvolle Arbeit von Lorié: „De verhouding tusschen den Rijn en het Landijs.“ Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 1902. — Derselbe: „Le Rhin et le glacier scandinave quaternaire“. Bull. soc. belge de géol. XVI. 1902, Mém. S. 129—152. Beide mit Karte.

[3]) Vgl. das Profil auf Seite 289.

gebietes, Porphyr- und Melaphyrgerölle nicht: es sind echte Rheinschotter.

Die Mächtigkeit ist für eine Flußablagerung enorm: Während sie auf der Ville im Durchschnitt 8 bis höchstens 12 Meter erreichen, hat keine der zahlreichen im Erfttal und weiter westwärts zur Wasserversorgung des Kreises Bergheim niedergebrachten Bohrungen das Diluvium durchteuft. Eine bei Ahe, 3 km westlich von Horrem angesetzte Bohrung traf die Aufschüttungen der Hauptterrasse sogar 72 m[1]) mächtig an.

Eine Reihe von geologischen Beobachtungen, die ich auf dem Vorgebirge, nahe seinem westlichen Steilrand machen konnte, bringen die Erklärung dafür, daß typische Rheinschotter, noch dazu in so großer Mächtigkeit, am Fuße des vom Rhein abgewandten Abfalles des Vorgebirges vorkommen können. Sie erklären zugleich die Entstehung[2]) des ganzen Steilrandes:

Man weiß seit langem[3]), daß das Hauptbraunkohlenflöz des Vorgebirges nahe dem Westabhang fast senkrecht abgeschnitten ist. Da aus der Erftebene Braunkohlen bisher nicht bekannt sind, hat man im allgemeinen[4]) angenommen, daß dieses Abschneiden durch Erosion bewirkt ist. Ein Beweis ist nie erbracht worden; denn ob unter dem Diluvium der Erftniederung Braunkohlen, vielleicht sogar dasselbe mächtige Hauptbraunkohlenflöz, noch anstehen, ist so lange nicht entschieden, als das Diluvium der Erftniederung nicht durchbohrt ist. Dagegen fehlt es nicht an Anzeichen, die für eine ganz andere Entstehung[5]) sprechen:

Auf Grube „Fortuna“ ist eine den ganzen Tagebau durchsetzende Verwerfung von geringer Sprunghöhe zwar, aber parallel dem Westabhang aufgeschlossen; der westliche Teil ist gesunken. — Auf Beisselsgrube ergeben die Bohrungen, daß das Flöz bei einer unverminderten Mächtigkeit von rund 100 m unter der Brikettfabrik 20 m tiefer liegt als in dem östlich davon gelegenem, heutigem Tagebau. Das plötzliche Abschneiden ist an der Kettenbahn sichtbar. — Auf dem Syndikatswerk bei Türnich („Friedrich Wilhelm Maximilian“) waren in den Jahren 1905 und 1906

---

[1]) Die Bohrproben sind von mir selbst bearbeitet worden.

[2]) Vgl. E. Holzapfel („Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen“, l. c. S. 495), der das Vorgebirge bereits als Horst bezeichnet hat.

[3]) v. Dechen: „Beschreibung des Kuhlen und Tummelbaues in dem Brühler Braunkohlenrevier“. Karstens Archiv III, 1831, S. 418.

[4]) Vgl. dagegen C. Heusler: „Beschreibung des Bergreviers Brühl—Unkel“. Bonn 1897, S. 24 ff., wonach das Tertiär des Vorgebirges ein Sattel sein soll.

[5]) Vgl. das Profil auf Seite 41.

eine Reihe kleinerer Verwerfungen, die die Lagerungsverhältnisse von Braunkohlenformation und Pliocän kompliziert hatten, zu beobachten. — Aut Grube „Liblar“ weisen die zahlreichen, von Sand und Kies erfüllten Klüfte in dem Flöz ebenso wie das teilweise gefaltete Tonmittel auf intensive Stauchungserscheinungen hin, die nach Bildung der Braunkohle stattgefunden haben. — Auf „Concordia Süd“ endlich konnte ich den Teilnehmern der Exkursion die Einfaltung diluvialer Kiese in das Hauptbraunkohlenflöz in einzig dastehender Schönheit zeigen (vgl. die Abbildung Fig 8).

Da das Braunkohlenflöz wie überhaupt die am Aufbau der Ville beteiligten Schichten in Mitten des Vorgebirges überall horizontal liegen, und diese Störungen ganz auf den Westabhang und dessen unmittelbare Nachbarschaft beschränkt sind, sind sie als Begleiterscheinung und zugleich als Beweis[1]) für das Vorhandensein großer, mit dem heutigen Westabhang zusammenfallender Verwerfungen aufzufassen, an denen entlang die Erftscholle abgesunken ist; dies umsomehr, als der Verlauf des Sprunges von Grube „Liblar“ an „Concordia Süd“ vorüber — 100 m westlich vom Tagebau und den eingefalteten Schottern! — auf etwa 7 km Erstreckung durch eine schmale, meist von Torf erfüllte, rinnenartige Depression bezeichnet wird.

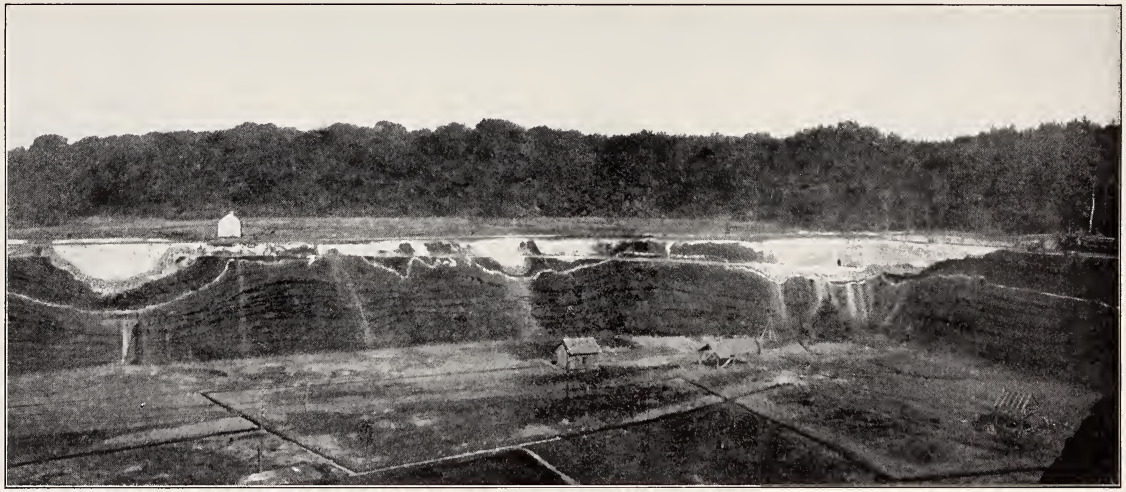
Der Westrand des Vorgebirges ist also tektonischer Natur, und da das ältere Diluvium von den Störungen mitbetroffen worden ist, liegt hier ein Beweis für diluviale Gebirgsstörungen innerhalb der Niederrheinischen Bucht vor. Die Richtung der Störungen — Stunde 10 — stimmt ganz mit den bekannten Hauptsprüngen des Aachener Reviers und den oben besprochenen Trockenrinnen überein.

Damit wird zugleich verständlich, daß die Schotter der Hauptterrasse in unveränderter Zusammensetzung auf dem Vorgebirge und in der weit tiefer gelegenen Erftebene vorkommen, und daß sie hier so große Mächtigkeit erlangen konnten: sie kamen — so nehme ich an — ursprünglich im Niveau der heutigen Hauptterrasse des Vorgebirges zum Absatz; die großen Schollenbewegungen setzten in dieser Zeit ein und ließen die Hauptterrasse westlich des jetzt entstehenden Vorgebirgsrandes langsam in die Tiefe sinken, wobei der Höhenunterschied durch die mit dem Absinken ungefähr gleichen Schritt haltende Aufschüttung immer neuer Schotter über den alten zum größten Teil wieder ausgeglichen wurde.

---

[1]) Ein Beweis wird auch durch die am Hovener Hof bei Weilerswist ausgeführten Bohrungen erbracht. Vgl. G. Fliegel: „Pliocäne Quarzschotter etc.“, a. a. O. S. 105.

Fig. 8.



Einfaltung von Diluvium in Tertiär auf Grube „Concordia Süd". G. Fliegel, phot. 06.

Braunkohle (Sohle des Tagebaus, Nordwest- und Oststoß), 18—22 m; gefaltet, zu oberst stärker als in der Tiefe; ein dünnes Tonmittel (weiß) mitgefaltet. — Darüber diluvialer Kies (durch Retouche grau), 1 m mächtig, in das Flöz eingefaltet. — Das ganze durch darüberlagernden Sand (weiß) zu einer Terrassenfläche eingeebnet.

J. F. Starcke Berlin W.

Zu Seite 297.

Da am Westabfall an manchen Stellen Reste einer Mittelterrasse erhalten sind, in der das Braunkohlenflöz in geringer Tiefe liegt — z. B. Concordia Süd und Nord —, verläuft der Hauptsprung westlich von diesen Terrassen, und es wird weiter anzunehmen sein, daß der oben geschilderten Zeit der Akkumulation eine Periode intensiver Erosion — verbunden mit einem Stillstand im Sinken der Erftscholle — folgte, während der entlang dem jetzigen Vorgebirgsrande die diluvialen und tertiären Schichten teilweise erodiert, und die Kiese der kleinen Mittelterrassen in dünner Decke auf dem Hauptbraunkohlenflöz aufgeschüttet wurden.

Wohl gleichzeitig mit dem Einschneiden des Flusses bis in das Niveau dieser mittleren Terrassen mag die Erosion des Rheines am jetzigen Ostabhang der Ville begonnen haben. Sie wird, vielleicht durch tektonische Vorgänge begünstigt, hier schneller vorangeschritten sein, sodaß dem westlich der Ville verlaufendem Strom das Wasser entzogen und für die weitere Gestaltung der hydrographischen Verhältnisse die Ausbildung von Zuflüssen vom Eifelrande her bestimmend wurde. Erst in dieser Zeit sank die Erftscholle westlich der stehenbleibenden Terrassenreste weiter in die Tiefe, um in ihrem heutigen Niveau zur Ruhe zu kommen.

Ich bedauere sehr, mich an dieser Stelle auf eine so skizzenhafte Darstellung der Hauptergebnisse meiner Untersuchungen beschränken zu müssen. Ich werde baldmöglichst in Ausführlichkeit auf alle angeschnittenen Fragen zurückkommen.

Die Entstehung des Ostabfalles der Ville.

Hinsichtlich des Ostabfalles kann ich mich mit wenigen Worten begnügen. Der Abhang, der im Gegensatz zu dem geradlinigen Westabhang bogenförmig verläuft, ist — das kann nicht zweifelhaft sein — in seiner heutigen Form ein Erosionssteilrand. Gerade deshalb aber bieten die noch dazu unmittelbar am Abhange nicht sonderlich zahlreichen Aufschlüsse kaum Anhaltspunkte dafür, ob nicht auch er in seiner Anlage tektonischer Natur ist, und bei der Entstehung des Rheintales gebirgsbildende Vorgänge mitgewirkt haben. An Bohrungen, die tiefer in die tertiären Schichten eingedrungen wären oder gar das liegende erreicht hätten, fehlt es im Rheintal wie auf dem Vorgebirge ganz. Zwar hat ein in Brühl, also auf der Mittelterrasse s. Z. niedergebrachtes Bohrloch angeblich in 50 m Tiefe ein 12 m starkes Braunkohlenflöz angetroffen; bei dem Mangel einer korrespondierenden, gleich tiefen Bohrung auf der Höhe der

Ville bleibt es jedoch ungewiß, ob hier ein zweites, tieferes Flöz vorliegt, oder ob das Hauptbraunkohlenflöz des Vorgebirges innerhalb des Rheintales bis zu solcher Tiefe abgesunken ist.

Am **Aufbau des Vorgebirges** nehmen Schichten der untermiocänen Braunkohlenformation, pliocäne Quarzschotter und Tone, sowie diluviale Bildungen Teil. Rezente Humusgesteine sind in sehr beschränkter Ausdehnung vorhanden, wenngleich sie in früherer Zeit auf der lößbedeckten Hochebene einmal größere Flächen eingenommen zu haben scheinen. Die kleineren Torfvorkommen, wie deren eines z. B. im hangenden der Grube Liblar bei der Exkursion gezeigt werden konnte, bieten ein gewisses Interesse, weil in demselben Profil Humusgesteine von sehr verschiedenem Alter — tertiäre Braunkohlen und rezenter Torf — anstehen; größere Bedeutung für den geologischen Bau der Ville haben sie nicht.

Die Braunkohlenformation.

Die Gesamtmächtigkeit der Braunkohlenformation des Vorgebirges ist nicht bekannt, da ältere Schichten nirgends mehr zu Tage ausgehen, und die zahlreichen Bohrungen sich mit seltenen Ausnahmen auf die Durchbohrung des mächtigen Flözes beschränkt haben. Nur eine in der Sohle des Tagebaues „Vereinigte Ville“ auf Veranlassung des Herrn Bergwerksdirektors Wegge niedergebrachte Bohrung hat nachgewiesen, daß die darunter folgenden Tone mit untergeordneten Sandeinlagerungen eine Mächtigkeit von mindestens 74 m haben. Da das Flöz zusammen mit den hangenden Tonen in der Grube 52 m mächtig ansteht, beträgt hier die Gesamtmächtigkeit mindestens 126 m, vielleicht noch beträchtlich mehr.

Das Liegende des Hauptbraunkohlenflözes besteht so wie hier fast auf dem ganzen Vorgebirge aus Tonen; nur im nördlichsten Teile, in den Konzessionen „Beisselsgrube“ und „Fortuna“ treten an ihre Stelle Sande.

In bei weitem den meisten Aufschlüssen bildet das Hauptflöz das hangendste Schichtglied der Formation und wird unmittelbar, sei es von Quarzschottern des Pliocän, sei es von Kiesen der Hauptterrasse überdeckt. Nur auf „Vereinigte Ville“ und besonders auf den am Westabhang gelegenen Gruben von „Hubertus“ bis nach Türnich und weiter im Norden auf „Beisselsgrube“ treten massige, zum Teil etwas bituminöse, mit dem Flöz durch Einlagerung kleiner Schmitzen von Braunkohle und Beimischung

von viel Lignit engverknüpfte, fette Tone im hangenden auf. Ihre größte Mächtigkeit beträgt 8 m.

Hohes Interesse darf das Hauptbraunkohlenflöz selbst in Anspruch nehmen: Es nimmt im mittleren Teil der Ville die volle Breite derselben ein (vgl. das Profil auf Seite 289); der südlichste Tagebau, auf dem es abgebaut wird, ist „Berggeist", wo unter 18 m Kohle 3 m Ton und nochmals 4 m Kohle sitzen. Bereits wenige hundert Meter weiter südlich ist es in gleicher, bauwürdiger Mächtigkeit nicht mehr bekannt, sondern durch mehrere kleinere, Tonen eingelagerte Flöze ersetzt[1]). Noch weiter im Süden bei Botzdorf, Brenig, Roisdorf treten an Stelle der Tone mächtige, miocäne Sande, die von Tonen mit mehreren Braunkohlenflözen und von Alauntonen überlagert werden.

Gehen wir von „Berggeist" aus nördlich, so sehen wir das Flöz ebenso rasch wie es nach Süden zu unbauwürdig wird, zu großer Mächtigkeit anschwellen, während die Tonmittel — es sind teilweise zwei und sogar drei — gleichzeitig schwächer werden und ganz auskeilen. Auf den Gruben nahe bei Brühl, Roddergrube und Gruhlwerk beläuft sich die durchschnittliche Mächtigkeit auf 30 –40, auf „Vereinigte Ville" werden es bis zu 50 m. Mehr nach Norden zu nimmt das Flöz wieder ab, sodaß die zahlreichen Gruben bei Frechen ebenso wie „Graf Fürstenberg" 20—30 m, Grube „Grefrath" rund 24 m abbaut.

Eine besondere Stellung nehmen hinsichtlich der Flözmächtigkeit die Gruben am Westabhang ein: „Liblar" und „Concordia-Süd" und „-Nord" bauen zwar auf dem Flöz von normaler Mächtigkeit, doch stellt sich von „Hubertus" ab nördlich bis nach Türnich eine sichgleichbleibende Mächtigkeit von 50—52 m ein, die nördlich des natürlichen Einschnittes der Cöln-Aachener Bahn bei Horrem von dem Feld „Fischbach" bis nach „Giersberg-Fortuna", also in einer Längserstreckung von rund 5 km gar auf 80, ja 100 m ohne jedes Zwischenmittel steigt; die größte nach den mir zugänglich gewordenen Bohrprofilen erreichte Mächtigkeit ist 103 m.

Daß das ganze Flöz an der westlichen Randverwerfung des Vorgebirges abgeschnitten ist, ist bereits genügend hervorgehoben worden. Dasselbe scheint gerade dort, wo es seine größten Mächtigkeiten besitzt, nördlich der Cöln-Aachener Bahn nach Osten zu der Fall zu sein: Östlich einer großen, von Ober-Aussem über den Westeingang des Groß-Königsdorfer Tunnels nach Frechen, also spießeckig über das Vorgebirge verlaufenden

[1]) Vgl. die Bohrprofile von Rösberg in G. Fliegel: „Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht. a. a. O. S. 104.

Verwerfung, die in der diluvialen Oberfläche deutlich als Rinne zu erkennen ist, stehen glimmerführende, feine, weiße Quarzsande an, die auch am Ostabhang überall zu Tage ausstreichen und zwischen Frechen und Groß-Königsdorf in mehreren großen Gruben gewonnen werden. Sie sind z. B. bei Buschbell 52 m tief aufgeschlossen und ihr Liegendes ist bei insgesamt 67 m nicht erreicht worden. Der Groß-Königsdorfer Tunnel, der s. Z. durch Braunkohle geplant war, verläuft, obwohl diese 50 Schritt vor seinem Westportal noch ansteht, ganz in diesen „Tunnelsanden".

Da sich an einigen Stellen ein schwaches Braunkohlenflöz auf die Sande legt, könnte man geneigt sein, sie für älter als das Hauptflöz zu halten; jedoch hat die entgegengesetzte Auffassung mindestens ebensoviel für sich. Eine Tiefbohrung, die die geologische Landesanstalt im Frühjahr 1907 ausführen wird, ist dazu bestimmt, diese Beziehungen zu klären.

Südlich des Horremer Bahneinschnittes, der vermutlich ebenfalls einer großen Verwerfung entspricht, ist zwar das Flöz — in der Gegend von Türnich — nach Osten zu nicht unmittelbar abgeschnitten; doch geht auch hier, wie die zahlreichen Bohrungen zeigen, die Mächtigkeit plötzlich auf 30—35 m zurück.

Der Vollständigkeit wegen sei noch hervorgehoben, daß das Braunkohlenflöz sich auch über Ober-Aussem hinaus in dem Rücken, zu dem sich das Vorgebirge dort verschmälert, in größerer Mächtigkeit fortsetzt. Sogar in nicht sehr erheblicher Entfernung von der nördlichen Endigung der Ville ist es aus älteren und neueren Bohrungen noch von Neurath in bis zu 26 m Mächtigkeit bekannt geworden.

Macht die Erklärung der **Entstehung der Braunkohle** schon an sich Schwierigkeiten, so wachsen diese noch, wenn wir so einzigdastehenden Mächtigkeiten gegenüberstehen:

Im niederrheinischen Braunkohlenrevier tritt die Braunkohle allgemein in zwei Modifikationen auf: zu unterst die „Knabbenkohle", eine dichte, feste, von „Schlechten", d. h. senkrechten Klüften durchzogene Stückkohle, darüber die in kleinen Brocken brechende, erdige Braunkohle (man hat sie auch „Rieselkohle" genannt). Die Mächtigkeit und das Verhältnis beider zu einander wechselt sehr, doch kann als Gesetz betrachtet werden, daß mit dem Anschwellen des Flözes zu großer Mächtigkeit ein gleiches Anschwellen der dann die Hauptmasse ausmachenden Knabbenkohle verbunden ist. Wenige Meter über der Sohle des Flözes führt diese letztere in allen Gruben zahlreiche aufrecht stehende Stämme mit horizontal auseinandergehenden Wurzeln. In einzelnen Fällen wird die Zahl der Stämme so groß, daß man fast einen Wald von Bäumen, die

alle in demselben Niveau stehen, vor sich hat; das war auf Grube Gruhl im Herbst dieses Jahres, als ich sie zusammen mit Herrn E. Kaiser besuchte, besonders gut aufgeschlossen und in ähnlicher Schönheit seit Jahren auf „Vereinigte Ville“ zu beobachten.

Ich erblicke darin einen Beweis für die autochthone Entstehung der Knabbenkohle; denn wenn es schon verständlich wäre, wenn einzelne aufrecht stehende Stämme durch Drift zur Miocänzeit an ihre jetzige Stelle transportiert worden wären, so versagt diese Erklärung doch bei einem so allgemein über das ganze Revier verbreitetem, durchgehendem Niveau stehender Stämme. Sie versagt auch deshalb, weil bei allochthoner Entstehung derartige Stämme sich auch in jeder anderen Höhenlage im Flöz öfter finden müßten, und weil der Transport so zahlreicher Stämme mit ihrem Wurzelwerk ohne ein gelegentliches Herbeiflößen von Steinen, Sand und tonigem Material nicht wohl denkbar ist.

Die darüberfolgende erdige Braunkohle ist feinbröckelig, im allgemeinen reicher an Holz und auch an liegenden Stämmen; trotzdem kann ich mich nicht davon überzeugen, daß sie in ihrer Hauptmasse von anderer[1]) Entstehung sein soll wie die Knabbenkohle in ihrem Liegenden. Ihr pflanzliches Material mag stellenweise zusammengeschwemmt sein — z. B. auf Grube „Rheinland“ (Ribbertwerk) —; im allgemeinen jedoch spricht das auch in ihr weitverbreitete Vorkommen eines recht niveaubeständigen Horizontes stehender Stämme für eine Bildung analog der Knabbenkohle.

Daß die Stämme dieses oberen Niveaus, das auf unserer Exkursion auf „Donatus“ gut zu erkennen, am besten aber im Jahre 1905 auf „Clarenberg“[2]) aufgeschlossen war, durchgängig weit schwächer sind als die des unteren, bietet vielleicht einen Hinweis auf gewisse Unterschiede in der pflanzlichen Zusammensetzung von Knabben- und erdiger Kohle. Die bröcklige Struktur der letzteren dürfte eine aus der Lage im hangenden Teil des Flözes zu erklärende, sekundär erworbene Eigentümlichkeit sein.

Schwierig bleibt — ganz gleichgiltig, ob die Kohle an Ort und Stelle gewachsen oder zusammengeflößt ist — die Erklärung der großen Mächtigkeit. In dieser Beziehung ist selbstverständlich, daß sich das Flöz den bei seiner Bildung vorgefundenen Unebenheiten des Untergrundes anschmiegen mußte; gewisse Schwankungen in der Mächtigkeit sind also ganz natürlich. Die

[1]) H. Potonié: Entstehung der Steinkohle, Berlin 1905, S. 41.
[2]) Hier zählte ich in einem Grubenstoß 6 m unter dem Dach des Flözes über 40 solcher Stämme.

oben angeführten Zahlen gehen aber über dieses verständliche Maß zum Teil weit hinaus, trotzdem die Unterschiede durch die Unebenheiten des Untergrundes, nicht durch ein gelegentliches Ansteigen des Flözdaches bedingt sind.

Da will mir in der Tatsache, daß die große Flözmächtigkeit von 50, ja 100 m im wesentlichen auf den von Gebirgsstörungen betroffenen Westrand beschränkt ist, ein Fingerzeig zur Lösung der Frage liegen: Tektonische Vorgänge scheinen in der Weise bei der Bildung des mächtigen Braunkohlenflözes mitgewirkt zu haben, daß einzelne Schollen während der Bildung der Braunkohle langsam abgesunken sind: Während auf unbewegtem Lande die auf Generationen von abgestorbenen Pflanzen immer wieder wurzelnde und auf ihnen weiterwachsende Vegetation der Braunkohlenformation schließlich bei der zunehmenden Entfernung vom festen Erdboden zum Erliegen kam, konnte sie dort, wo die Erde unter ihr in langsamem Sinken begriffen war, in ihrem Wachstum mit diesem Absinken gleichen Schritt halten; sie konnte so das Material selbst der mächtigsten Flöze anhäufen.

So wenig ich bisher einen positiven Beweis für diese Hypothese beizubringen vermag, so sehr scheint sie mir alle Eigentümlichkeiten zu erklären. Doch muß ich mir auch hier vorbehalten, meine Anschauungen an anderer Stelle näher auszuführen.

Das Pliocän.

Über den Schichten der Braunkohlenformation treten wie auch sonst in der Niederrheinischen Bucht Schichten des Pliocän auf. Es sind das die von mir soeben an anderer Stelle[1]) ausführlich behandelten Quarzschotter und -Sande mit Kieseloolithen und verkieselten, jurassischen Versteinerungen. Ihnen eingelagert und vielfach aufgelagert sind Tone, die eine Flora von mediterranem Charakter führen. Sie sind am Westabhang der Ville allenthalben ausgezeichnet aufgeschlossen, während sie den Ostabhang nirgends erreichen (vgl. das Profil auf S. 289). Auf der Exkursion wurden die Quarzschotter und -Sande auf Grube Donatus und Liblar besucht, und auf Beisselsgrube das schöne Profil durch die Sande und Tone der „Kieseloolithstufe“ über

[1]) „Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht“, l. c. vgl. auch: E. Kaiser: „Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht“, Jahrb. geolog. Landesanst. f. 1907. S. 56.

miocänen Tonen und dem Hauptbraunkohlenflöz besichtigt. Hinsichtlich aller Einzelheiten sei auf die genannte Arbeit verwiesen, da meinen dortigen Angaben kaum etwas hinzuzusetzen ist.

Ergebnisse.

Als Hauptergebnisse lassen sich folgende Sätze aufstellen:

1. Das Vorgebirge bildet morphologisch und geologisch eine Einheit mit der übrigen Niederrheinischen Bucht. Die alte Anschauung, daß es sich weit über deren Boden erhebe und ein stehengebliebener Erosionsrest älterer Schichten gegenüber den die Bucht sonst erfüllenden, jüngeren diluvialen Aufschüttungen sei, ist nicht richtig.

2. Der Westrand des Vorgebirges ist ein tektonischer Abbruch von derselben Art, wie sie auch sonst in der Niederrheinischen Bucht nicht selten sind.

3. Der Ostabfall ist in seiner heutigen Form ein durch das Einschneiden des Rheintales gebildeter Erosionsrand.

4. Am Aufbau des Vorgebirges nahmen die untermiocäne Braunkohlenformation, pliocäne Quarzschotter, -Sande und Tone sowie das Diluvium, besonders die das Äquivalent der Haupteiszeit bildenden Schotter der Hauptterrasse Teil.

5. Das bis zu 100 m mächtige Hauptbraunkohlenflöz ist im wesentlichen autochthoner Entstehung. Die einzig dastehende Mächtigkeit von bis zu 100 m ohne Zwischenmittel wird durch die Annahme eines Absinkens einzelner Schollen während der Bildung des Flözes gut erklärt.

Briefliche Mitteilungen.

10. Über die Auswertung erdmagnetischer Linien zur Erkennung des geologischen Schichtenbaues.

Von Herrn Alfred Jentzsch.

Berlin, den 8. August 1906.

Seit Ed. Naumanns Arbeiten über Japan hat der Zusammenhang der erdmagnetischen Linien mit dem geognostischen Aufbau des Landes Physiker und Geologen beschäftigt. Daß ein solcher Zusammenhang besteht, ist dem Verfasser nicht zweifelhaft. Aber, wenn er besteht, bleibt noch immer der Mechanismus der Wirkungen strittig, weil man nicht den Anteil der verschiedenen Erdtiefen an den magnetischen Vorgängen kennt und weil höchstwahrscheinlich die örtlichen Ablenkungen erdmagnetischer Linien als Componenten sehr verschiedenartiger Einflüsse zu denken sind. Wenn hin und wieder die Ausbiegungen der erdmagnetischen Linien Beziehungen zu dem Verlaufe geognostisch nachgewiesener Störungen der Schichtengrenzen zeigt, so bleiben selbst dann betreffs der Arten des ursächlichen Zusammenhanges sehr verschiedene Möglichkeiten offen. Große Vorsicht ist deshalb in der Deutung solcher Kurven dringend geboten. Während in gebirgigen Ländern der Zusammenhang vorwiegend geophysikalisches Interesse besitzt, liegt es nahe, in Flachländern mit mächtiger Schuttdecke umgekehrt aus den magnetischen Linien geognostische Schlüsse ableiten zu wollen. Mit Recht mußte es schon vor einer Reihe von Jahren die Aufmerksamkeit ostdeutscher Geologen erregen, als Herr Neumayer-Hamburg die örtlichen magnetischen Störungen hervorhob, welche östlich der Weichsel bemerkt wurden. Als vor 2 Jahren Herr Adolf Schmidt, der Leiter des magnetischen Observatoriums zu Potsdam, in der Berliner Gesellschaft für Erdkunde magnetische Karten Norddeutschlands vorlegte, hob auch Verfasser einige überraschende Beziehungen hervor, welche er zwischen den örtlichen Störungen der magnetischen Linien und dem von ihm erkannten oder gemutmaßten Aufbau des tieferen Untergrundes in Ost- und Westpreußen und Posen zu erkennen glaubte. In sinnreichster Weise ist soeben Herr Deecke[1]) diesen Beziehungen nachgegangen.

[1]) N. Jahrb. f. Min. B.-Bd. XXII. S. 114—138. Tafel I—III.

Nach dem mir heute vorliegenden Material muß ich aber dringend davor warnen, dessen Folgerungen schon jetzt als bewiesen anzusehen. Herr Schmidt hat die Güte gehabt, mir die neuesten, von ihm auf Grund der Beobachtungen des magnetischen Observatoriums entworfenen Karten Norddeutschlands für die magnetische Intensität, Deklination und Inklination vorzulegen. Diese Karten umfassen ein größeres Gebiet, als die Schück'schen Karten, welche Herr Deecke benutzte.

Eine Vergleichung beider Kartenpaare für Deklination bezw. Inklination zeigte mir sofort so erhebliche Abweichungen, daß — mit dem Auge des Geognosten betrachtet — entweder die eine oder die andere der beiden Karten in wesentlichen Punkten falsch sein muß. Stellenweise schneiden sich die Kurven der beiden Deklinationskarten unter großen, fast rechten Winkeln; in der Gegend von Allenstein, also im mittleren Ostpreußen, zeigen sich in der Deklination Abweichungen bis zu 3^0. Diese sind zwar, wegen der um $4^1/_2$ Jahre verschieden gewählten Epoche beider Karten nur als Fehler von $2^1/_2{}^0$ zu bewerten. Aber selbst dieser Wert ist noch so hoch, daß dadurch die geognostische Brauchbarkeit beider Karten solange auf Null reduziert wird, bis die Widersprüche derselben aufgeklärt sein werden. Dennoch stimme ich voll und ganz mit den Herren Deecke, Naumann, Schmidt u. A. dahin überein, daß Zusammenhänge zwischen erdmagnetischen Linien und geognostischen Verhältnissen bestehen. Aber der Vergleich der Karten hat mir gezeigt, wie weit wir noch von wirklicher Erkenntnis entfernt sind.

Um letztere zu erreichen, ist zunächst zweierlei nötig:

a. ein sehr viel dichteres Netz magnetischer Beobachtungen;
b. eine Ermittelung darüber, ob und in welchem Maße die oberen, dem Bergbau und der geognostischen Forschung unmittelbar zugänglichen Schichten der Erdrinde die magnetische Verteilung beeinflussen?

Um letztere Frage zu fördern, hat die Geologische Landesanstalt erdmagnetische Variationsbeobachtungen in einem der tiefsten Kohlenschächte Deutschlands, nämlich Zeche Grimberg bei Gelsenkirchen, bei 700—800 m Tiefe in die Wege geleitet. Ergeben diese Arbeiten einen merklichen Einfluß der zugänglichen Erdteufen auf den Magnetismus, so wird die Herstellung eines dichten magnetischen Beobachtungsnetzes auch für geognostische Zwecke zu fordern sein. Einstweilen aber müssen wir uns der sehr, sehr großen Fehler bewußt bleiben, welche den erdmagnetischen Karten leider noch anhaften.

11. Erklärung.

Heidelberg, den 23. Juli 1906.

In dem „Bericht über die in Verbindung mit der Allgemeinen Versammlung ausgeführten Exkursionen. a. Vor der Versammlung. Ausflug in den württembergischen Schwarzwald unter Führung von Herrn A. Sauer“. Diese Zeitschr., Bd. 57, Jahrg. 1905, S. *371—377* findet sich der Satz: „Die Schwarzwäldergneise besitzen im allgemeinen eine recht einförmige Beschaffenheit: Das lehrte auch die Exkursion. Die vom Ref. bei der badischen geologischen Aufnahme eingeführte Gliederung ist eine wesentlich genetische“ u. s. w. Der zweite Satz entspricht in den gesperrt gedruckten Worten nicht der historischen Wahrheit und enthält eine unberechtigte Beanspruchung fremden geistigen Eigentums. Eine den Tatsachen gemäße Darstellung des Sachverhaltes habe ich in der Einleitung zu meinen „Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes“ (Mitteilungen der Gr. Bad. Geologischen Landesanstalt, Bd. IV, S. 9—21, Heidelberg 1899) gegeben. Indem ich auf diese Darstellung verweise, habe ich noch hinzuzufügen, daß dieselbe vor der Drucklegung von mir in einer Sitzung der Gr. Bad. Geol. Landesanstalt verlesen und auf meine Anfrage von den Herren Prof. Dr. Sauer, Bergrat Dr. Schalch und Dr. H. Thürach als den Tatsachen entsprechend anerkannt wurde.

H. Rosenbusch.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 11. **1906.**

11. Protokoll der November-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 7. November 1906.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der Oktober-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Prof. Dr. phil. Gattermann, Freiburg i. Br.,
vorgeschlagen durch die Herren Steinmann, Wilkens und Deecke,

Herr Direktor Anton Hambloch, Andernach a. Rh.,
vorgeschlagen durch die Herren Kranz, Leppla und Busz,

Herr Dr. W. v. Seidlitz, Assistent am geol. Institut, Strasburg i. E.,
vorgeschlagen durch die Herren Steinmann, Wilkens und Deecke,

Herr Berginspektor Gertner, Köln,
vorgeschlagen durch die Herren Polster, Pompeckj und Siegert,

Herr Bergwerksdirektor Willy Daelen, Liblar, Haus Glückauf,
vorgeschlagen durch die Herren Polster, Pompeckj und Siegert.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen.

Herr Jentzsch[1]) sprach über den geologischen Begriff „Nordseefauna“.

---

[1]) Die Vorträge von Herrn Jentzsch erscheinen in den Briefl. Mitteilungen des nächsten Bandes.

Herr GAGEL sprach: **Über das Vorkommen des Untereocäns (Londontons) in der Uckermark und in Vorpommern.**

Nachdem durch die Untersuchungen dieses Sommers festgestellt war, daß die vor einem Jahre an dieser Stelle besprochenen alttertiären Tone bei Schwarzenbek[1]) tatsächlich nicht oligocän, sondern untereocän sind und genau dem Londonton von Hemmoor entsprechen (sie sind petrographisch und in Bezug auf die Führung der so charakteristischen Toneisensteingeoden und Phosphorite genau identisch mit Hemmoor, sie führen wie die Tone vom Hemmoor Lagen von vulkanischer Asche — Basalttuffe —; endlich erwies sich der in ihnen enthaltene Fusus als *Fusus trilineatus* Sow.[2])), ergab sich die Frage nach der weiteren Verbreitung dieses Londontons nach Osten.

Daß der Londonton mit seinen Bänken vulkanischer Asche sich in größerer Erstreckung sowohl in Schleswig-Holstein wie weiter im Osten finden müsse, war schon aus der bekannten Verbreitung der in so merkwürdigen Lokalanhäufungen sowohl wie in einzelnen Stücken bis östlich der Oder beschriebenen schwarzen Basalttuffe sicher zu schließen.

Diese Basalttuffe, die früher von MEYN, der ihre Natur nicht erkannt hatte, als Zementstein von verschiedenen Stellen Schleswig-Holsteins (Ahrensburg, Ritzerau, Steinhorst etc.) in sehr auffallenden Lokalanhäufungen beschrieben waren, die ebenso auf Fehmarn in der Nachbarschaft des Londontons (des Fehmarner „Tarras") massenhaft auftreten, finden sich auch noch an anderen Stellen in bemerkenswerten Lokalanhäufungen und waren anstehend von DEECKE[3]), sowie von ELBERT und KLOSE[4]) von der Greifswalder Oie beschrieben, wo sie in sehr auffallenden alttertiären Tonen stecken, die durch die Führung von Molerdiatomeen ausgezeichnet sind (vgl. DEECKE a. a. O. S. 76).

Da der Moler mit seinen Tuffschichten nach den Ausführungen STOLLEYS[5]) als Untereocän betrachtet werden mußte, und a priori auch

---

[1]) C. GAGEL: Über das Vorkommen alttertiärer Tone im südwestlichen Lauenburg. Diese Zeitschr. 1905, Monatsberichte S. *471—482*.

[2]) C. GAGEL: Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbeker Tertiärs. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1906.

[3]) DEECKE: Neue Materialien zur Geologie Pommern. S. 74—76.

[4]) ELBERT u. KLOSE: Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie. VIII. Jahresber. d. geogr. Gesellsch., Greifswald 1906, S. 17—30.

[5]) STOLLEY: Über Diluvial-Geschiebe des Londontons in Schleswig-Holstein etc. Archiv für Anthropologie und Geologie Schleswig-Holsteins. 1899. III.

nicht einzusehen war, weshalb diese merkwürdigen und so auffallenden Basalttuffe auf der Oie ein anderes Alter haben sollten als überall sonst vom Limfjord bis nach Hemmoor und Schwarzenbek — gegen die Bezeichnung als „Paleocäne Basalttuffe“ hat schon Grönwall[1]) Einspruch erhoben —, so ergab sich schon daraus mit ziemlicher Sicherheit die Verbreitung des untereocänen Londontons bis nach der Greifswalder Oie. Und in der Tat teilte mir Herr Prof. Deecke auf Anfrage mit, daß ein positiver Beweis für paleocänes Alter dieser Tuffe nicht vorläge, sondern daß der Ausdruck „Paleocän“ nur eine möglichst scharfe Betonung ihres sehr hohen Alters sein sollte.

Infolge weiterer Anfragen war Herr Prof. Dr. Deecke so liebenswürdig, mir mehrere Stellen in der Uckermark und Vorpommern anzugeben, an denen angeblicher „Septarien“ton anstehend vorkommt, welcher „Septarienton“ aber von dem gewöhnlichen Rupelton in seiner Ausbildung sowohl wie in seinen Geoden sehr abweichend erschien und bei Herrn Prof. Deecke den Verdacht erweckt hatte, daß er wohl mit dem von mir beschriebenen Schwarzenbeker Eocän zusammengehören könnte. Besonders auffallend war es Herrn Prof. Deecke erschienen, daß bei Liepgarten (Uckermünde) neben zweifellosen Mitteloligocänfossilien: *Fusus multisulcatus, Pleurotoma regularis, Leda Deshayesiana* auch ein wohl erhaltenes Exemplar von *Nautilus centralis* Sow. gefunden war, der sich nach den Untersuchungen von Herrn Prof. Dr. Gottsche nicht von der typischen Form des Londontons unterscheiden ließ. Ich habe auf diese Angaben von Herrn Prof. Dr. Deecke hin, dem ich dafür meinen besten Dank auszusprechen nicht unterlassen möchte, diese Vorkommen von „Septarienton“ in der Uckermark und in Vorpommern sowie in Mecklenburg genauer untersucht und kann danach nur bestätigen, daß es sich an allen von mir untersuchten Stellen um zweifellosen und echten Londonton handelt und daß an keiner dieser Stellen mitteloligocäner Rupelton zu beobachten war.

Was zunächst das interessanteste und sicherste dieser Vorkommen, das von Liepgarten bei Uckermünde betrifft, so ist in den beiden Gruben, die ich dort gesehen habe, der oberen auf dem kleinen Hügelrücken westlich vom Dorf und der unteren im Talsandniveau unmittelbar westlich vom Südende des Dorfes, jetzt ganz zweifellos nur echter Londonton zu beobachten.

---

[1]) K. A. Grönwall: Geschiebestudien. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1903, S. 436.

Die obere Grube zeigt sehr fette, schmierige, kalkfreie, dunkelblaugrau bezw. dunkelbraunrote Tone, die genau so aussehen wie gewisse Schichten bei Hemmoor, Schwarzenbek und am Rœgle Klint mit den unverkennbaren, harten, grauen splittrigen Toneisensteingeoden und mit den ebenso unverkennbaren, kleinen, grauen Phosphoriten. Die untere Grube im Talsandniveau, die stark verstürzt ist und halb voll Wasser steht, zeigt seifig-schmierige, gelbgrüne und blaugrüne kalkfreie Tone, die auch genau so aussehen, wie der Tarras Fehmarns und wie gewisse Schichten bei Hemmoor und Rœgle Klint und die dieselben, etwas weicheren und mehr tonigen Sphaerosideritgeoden enthalten, die auf Fehmarn, bei Hemmoor und am Rœgle Klint, sowie bei Albäkhowed vorkommen, sowie ebenfalls die unverkennbaren, kleinen grauen Phosphorite von Hemmoor, Fehmarn und Schwarzenbek enthalten. Geoden und Phosphorite liegen zu hunderten in der Grube, ich habe sie auch selbst aus dem Anstehenden herausgeholt. Außerdem kommen in der unteren Grube sehr auffallende violettbraune, gelbgefleckte kalkfreie Tone vor. In der oberen Grube von Liepgarten ist noch nie ein Fossil gefunden, in der unteren sollen mehrfach „ganz harte, versteinerte Schnecken" (Angaben der Grubenarbeiter) gefunden sein. Hieraus kann also nur der ganz verkieste *Nautilus centralis* Sow. stammen, den Herr Prof. Dr. Deecke von Liepgarten erhalten hat. — Die anderen Fossilien, *Pleurotoma regularis*, *Fusus multisulcatus* und *Leda Deshayesiana*, die zweifellose Rupeltonformen sind, und die Herr Prof. Dr. Deecke von dem Lehrer Michaelis aus Liepgarten erhalten hat, können sicher nicht aus dieser Tongrube oder (um ganz vorsichtig zu sein) nicht aus dem jetzt in dieser Grube sichtbaren Ton stammen, denn der Ton, der in der *Pleurotoma regularis* drinsteckt, ist gelbgrau, sehr kalkhaltig und absolut anders beschaffen als alle die kalkfreien Tonvarietäten, die in beiden Gruben zu beobachten sind; entweder steht also dieser Rupelton noch am Grunde der Grube (unter Wasser) an oder die Fossilien stammen aus einer anderen Grube, in der Nähe, die mir entgangen ist; (von Torgelow ganz in der Nähe ist schon seit langem echter Rupelton mit *Leda Deshayesiana* beschrieben[1]).

Ganz unmöglich wäre es nicht, daß am Grunde der Grube richtiger Rupelton anstände oder anstehend gewesen ist; diese so eminent schmierigen, plastischen Tone des Alttertiärs haben

---

[1]) v. d. Borne: Zur Geognosie der Provinz Pommern. Diese Zeitschr. IX, S. 493.

ja durch glazialen Druck die ungeheuerlichsten Verquetschungen und Durcheinanderknetungen erfahren, wie z. B. die prachtvoll klaren Aufschlüsse von Hemmoor und Itzehoe beweisen, wo mitten im zweifellosen, fossilführenden Londonton fossilführendes Mittelmiocän bezw. mitten im zweifellosen fossilführenden Rupelton fossilführendes Obermiocän und interglazialer Yoldienton eingequetscht auftritt; es könnte also auch wohl bei Liepgarten der fossilführende Rupelton unter den sichtbaren Londonton untergepreßt sein; daß Londonton dort bei Liepgarten vorhanden ist, ergibt sich zur Evidenz schon aus der unverkennbaren Beschaffenheit der Tone und ihrer Geoden und Phosphorite, sowie aus dem *Nautilus centralis* Sow., der dort gefunden ist, und der in Deutschland sonst wohl nicht aufzutreiben sein dürfte.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit die Frage nach der Möglichkeit näher beleuchten, ob und inwiefern petrographische Übereinstimmungen zur Altersbestimmung brauchbar und zuverlässig sind, was ja heute meistens bestritten wird. Gewiß gibt es in allen Formationen Tone und Toneisensteine, und speziell in dem hier in Frage kommenden Gebiet am Südrande des uralten skandinavischen Massivs sind vom Lias an bis zum Obermiocän in allen möglichen Horizonten Tone und Toneisensteine vertreten. Mit der Diagnose Ton und Toneisenstein allein ist also zur Horizontbestimmung natürlich nichts zu machen. Nun sind aber die Ursprungsgebiete und Gesteine, aus denen die Tone herstammen, im Laufe der geologischen Zeiten nicht immer dieselben, gewesen[1]), die Bedingungen und Umstände, unter denen sich die Tone gebildet und abgesetzt und die Toneisensteine sich ausgeschieden haben, haben stetig gewechselt und waren nicht immer dieselben und man kann daher (nach meiner Erfahrung) in diesem Gebiet bei geschärfter Aufmerksamkeit und geübtem Gefühl — vor allem der Fingerspitzen — gewisse Tone und ihre Geoden ganz bestimmt von allen andern unterscheiden; man muß nur genügend auf die Unterschiede aufpassen.

Mir sind jedenfalls die untereocänen Londontone Schleswig-Holsteins schon als ich sie zum erstenmale sah — noch ohne jedes Bewußtsein davon, was ich vor mir hatte — als etwas ganz besonderes und absolut unverkennbares aufgefallen, und das waren im Jahre 1901 die roten, grünen und schokoladenfarbigen Tone, die im Liegenden des Interglazials von Tarbek im Sattelkern auf-

---

[1]) Vgl. Deecke: Die südbaltischen Sedimente in ihrem genetischen Zusammenhang mit dem skandinavischen Schilde. Centralbl. Min. 1905, S. 97—109.

treten[1]) (die z. T. in ihren hangendsten Lagen wohl schon diluvial umgelagert sind).

Nachdem ich in diesem Sommer nicht nur Hemmoor genau studiert, sondern auch die dänischen „plastischen Tone“ am kleinen Belt, am Mariager Fjord und Limfjord in den verschiedenen Aufschlüssen gesehen und jetzt die vorpommerschen und uckermärkischen Aufschlüsse kennen gelernt habe, kann ich nur sagen, daß alle die von mir als Londonton angesprochenen Vorkommen auf diese ganze ungeheure Erstreckung vom kleinen Belt bis zum Stettiner Haff die verblüffendste und unverkennbarste petrographische Übereinstimmung aufweisen. Natürlich zeigen sie ihre so charakteristischen Eigenschaften besonders deutlich und unverkennbar nur, wenn man sie draußen im Aufschlusse im grubenfeuchten Zustande sieht und anfaßt; im trockenen Handstück sind sie lange nicht so deutlich und unzweifelhaft. Mit Handstücksgeologie ist hierbei nichts Brauchbares zu erreichen und vor unsauberen Fingern darf man sich bei der Untersuchung dieser Tone auch nicht scheuen.

Auch Elbert betont schon, daß die im frischen Zustande so unverkennbaren und buntgefärbten Tone auf der Oie beim Eintrocknen im Handstück den größten Teil ihrer so charakteristischen Farben und Beschaffenheit verlieren bezw. nicht mehr erkennen lassen.

Überall in diesem ausgedehnten Gebiet finden sich diese so außerordentlich fetten, annähernd kalk- und fossilfreien, z. T. seifig schmierigen Tone, von denen einzelne Bänke beim Reiben zwischen den Fingern eine ganz unverkennbare, aber nicht gut in Worten definierbare Beschaffenheit verraten. Die Farben wechseln von dunkelbraun, ja fast schwarz und schokoladenfarbig, durch dunkelbraun- und dunkelblau-grau geflammt bis zu reinem, intensivem Blau, zu blaugrün (sehr charakteristische Farbe), gelbgrün; von rotbraun, violettbraun (oft gelb gefleckt), intensiv rot bis orangerot; oft ist es auch nur ein stumpfes, mattes braungrau.

Mit die am meisten charakteristische physikalische Beschaffenheit scheint an gewisse rote Bänke einerseits gebunden zu sein, deren Tone trotz aller Plastizität nicht an den Fingern haften, andererseits an gewisse blaugrüne (bezw. verwittert gelbgrüne) Schichten (Tarras Fehmarns, Schwarzenbek), die so ziem-

---

[1]) Gagel: Über eine diluviale Süßwasserfauna bei Tarbek in Holstein. Jahrb. geol. Landesanst. (1901). Berlin 1902. S. 294.

lich das schmierigste sind, was ich je in meiner Tätigkeit als Geologe gesehen habe.

Besonders auffallend ist in allen größeren Aufschlüssen der so häufige und oft ganz verblüffend schroffe Farbenwechsel zwischen den einzelnen Tonbänken, wie er so besonders schön in Hemmoor und am Rögle Klint zu beobachten ist, wo ganz scharf und plötzlich blaue und intensiv rote Bänke, am kleinen Belt auch gelbe, grüne, orangerote mit grauen und braunen wechseln. Dieser so schroffe Wechsel in den Oxydationsstufen der darin enthaltenen Eisenverbindungen ist mir vorläufig ziemlich rätselhaft.

Über die Beschaffenheit und Entstehung der so besonders auffallenden, ziegelroten Bänke habe ich einen ganz bestimmten Verdacht hinsichtlich ihres Zusammenhanges mit dem doch wahrscheinlich tropischen Klima des Eocäns, den ich aber erst durch chemische Analyse zu beweisen versuchen möchte, ehe ich mich weiter darüber auslasse.

Nur sehr selten und zurücktretend finden sich in diesen annähernd kalk- und fossilfreien Tonen kalkhaltige Bänke, die dann aber sogar sehr kalkhaltig sind und von großen, mit bloßem Auge sichtbaren Foraminiferen wimmeln (Schwarzenbek, Rögle Klint), während die Hauptmasse der Tone nur ganz wenige kümmerliche und unglaublich schlecht erhaltene Foraminiferen enthält. Während aber der Charakter dieser plastischen Tone und ihrer Toneisensteingeoden und Phosphorite auf der ganzen ungeheuren Strecke vom kleinen Belt bis zum Stettiner Haff, von Fehmarn bis Hemmoor sich unverkennbar und überraschend gleich bleibt, zeigen die oft in ganz geringer Entfernung von ihnen auftretenden Vorkommen von fossilführenden, kalk- und foraminiferenreichen Rupelton mit den charakteristischen Kalkseptarien die zweifellosesten und unverkennbarsten Unterschiede von ihnen sowohl in Schleswig-Holstein, wie in Pommern und der Uckermark.

Ebenso unverkennbar wie die Tone selbst sind ihre Toneisensteingeoden sowohl wie ihre Phosphorite. Besonders die zähen, harten, grauen, splittrigen Geoden von Schwarzenbek mit ihrem Gehalt an Phosphorsäure und chemisch gebundener Kieselsäure sind außerordentlich charakteristisch und mit gar nichts anderem zu verwechseln. Wenn man erst ein halbes Dutzend von ihnen zerschlagen und genau beobachtet hat, kann man sie unter hunderten zweifellos heraus erkennen; sie kommen genau identisch vor bei Schwarzenbek, Trittau, Hemmoor, Liepgarten und Pisede bei Malchin, ganz außerordentlich ähnlich bei Albäkhoved

und Björnsknude. Etwas toniger und anders gefärbt, aber ebenso charakteristisch sind einige andere Abarten der Toneisensteingeoden, die ich von allen Aufschlüssen am kleinen Belt von Fehmarn, Hemmoor, Liepgarten, Jatzenick bei Pasewalk, Pisede bei Malchin, Strasburg (Uckermark), Boock bei Löckenitz usw. kenne, auch von verschiedenen anderen Lokalitäten in Holstein, über die wohl demnächst von anderer Seite berichtet werden wird. Auch bei Neubrandenburg kommen diese Geoden als z. T. prachtvoll geschliffene Geschiebe massenhaft im dortigen oberen Geschiebemergel vor, der (wohl durch die Aufnahme der dunkelen Eocäntone) fast schwarz erscheint, ebenso habe ich sie als Geschiebe im Kies von Freienwalde a. O. beobachtet. Von den Sphaerosideriten des Lias, den sehr seltenen des Rupeltons (Buckow) und denen des Obermiocäns (Sylt usw.) sind sie auf den ersten Blick und zweifellos zu unterscheiden.

Z. T. in diesen tonigen Sphärosideriten, z. T. frei im Ton stecken die ebenso unverkennbaren, kleinen, ellipsoidischen bis walzenförmigen Phosphorite, die sich in Hemmoor, in Schwarzenbek, Trittau, auf Fehmarn, in Liepgarten, in Pisede bei Malchin und meiner Erinnerung nach auch am Rögle Klint finden und die sich von den glänzenden schwarzgrünen unteroligocänen (Rügenwalde, Westpreußen, Ostpreußen usw.), den mitteloligocänen von Leipzig, wie von den miocänen (Lüneburg usw.) auf das bestimmteste und sicherste unterscheiden lassen. Sie sind von brauner bis schwarzbrauner Farbe, haben meistens eine hellere, weiche, mattgraue Rinde und enthalten Pyrit, Markasit, Kupferkies usw. auf den Sprungflächen.

Dagegen scheint mir die zweite Sorte Phosphorite, die Berendt[1]) von Rügenwalde beschrieben hat, die durch ihre andere Beschaffenheit und hellgraue Rinde sich von den schwarzgrünen Phosphoriten deutlichst unterscheiden und die in sehr auffallenden, blaugrauen Letten unter den glaukonitischen, vermutlich unteroligocänen Schichten liegen, nach der Beschreibung sehr verdächtig, ob sie nicht mit meinen Untereocänphosphoriten zusammengehören; in unserer Sammlung sind sie leider ebensowenig wie die „Letten", in denen sie auftreten, vorhanden.

Die großen, sehr bizarr gestalteten, braunen Phosphorite, die in der Grube der Ziegelei am Alaunwerk bei Freienwalde

---

[1]) Neues Tertiärvorkommen bei Rügenwalde. Jahrbuch geolog. Landesanst. Berlin 1880, S. 283—284.

a. O. ziemlich zahlreich herumliegen und wohl ziemlich sicher aus dem Septarienton stammen, (in der Literatur bisher noch gar nicht erwähnt), sind durch ihren schwachen, aber unverkennbaren Glaukonitgehalt, durch ihre physikalische Beschaffenheit und sehr unregelmäßige äußere Form auf das bestimmteste von den Untereocänphosphoriten unterschieden, und können ebensowenig mit ihnen verwechselt werden, wie der Septarienton selbst mit dem typischen Londonton.

Aller Wahrscheinlichkeit nach ist das von Geinitz[1]) als *Gyrochorete bisulcata* beschriebene und abgebildete Pseudofossil von Pisede nichts anderes als eine besonders bizarr geformte Phosphoritknolle, wenigstens besitze ich von Liepgarten und Pisede Phosphorite, die der erwähnten Beschreibung und Photographie von Geinitz sehr nahe kommen, und Herr Prof. Dr. Geinitz hat einer dahingehenden, brieflich ausgesprochenen Vermutung nicht widersprochen.

Dagegen kenne ich die so auffallenden großen, spröden, lederbraunen Phosphorite mit den Barytkrystallen bisher nur von Hemmoor, Schwarzenbek und Trittau, nicht aber von den anderen Fundpunkten, und die als Geschiebe so häufigen Fasercalcite kenne ich anstehend nur von Schwarzenbek; sie liegen aber auch massenhaft an den Eocänkliffs von Fehmarn und am kleinen Belt; in der Literatur gehen sie merkwürdigerweise als oligocäne Faserarragonite.

Sind somit die Tone sowohl, wie die Toneisensteingeoden, wie die kleineren ellipsoidischen Phosphorite jeder für sich schon sehr auffallend und für den geschärften Blick unverwechselbar, so ist meines Erachtens die so häufige Kombination aller oder mindestens zweier dieser charakteristischen Gesteine, deren keines in derselben Beschaffenheit im zweifellosen, fossilführenden Lias, Rupelton oder Miocän vorkommt, schon an und für sich ein schlagender Beweis, daß alle diese Tone von jenen verschieden und unter sich desselben Alters und derselben Herkunft sind.

Wo nun in diesen so unverkennbaren, aber fast fossilfreien Tonen ein Fossil gefunden ist, ist es auch eines des zweifellosen Londontons, so die Brachyuren von Hemmoor, so die raninaähnliche Krustazee von Fehmarn[2]), die auch in Hemmoor,

---

[1]) E. Geinitz: Die Flötzformationen Mecklenburgs. Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **37**, 1883, S. 142—143.

[2]) C. Gagel: Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1905.

vorkommt,[1]) der *Fusus trilineatus* Sow. in Schwarzenbek und Trittau, der *Nautilus centralis* in Liepgarten, die so charakteristische *Lamna elegans* in Hemmoor, Basbek Osten, Pisede bei Malchin[2]) und die als *Pentacrinus subbasaltiformis* bezeichneten Crinoideenstieglieder, die je nach ihrer Lage in der Nähe der Krone oder Wurzel stark in der Form variierend, am Rögle Klint, auf Fehmarn, bei Hemmoor und bei Pisede bei Malchin immer in verkiester Erhaltung gefunden sind (bei Pisede hat Herr Ziegelmeister Harder in meiner Gegenwart ein sehr schönes, gewissen Exemplaren von Hemmoor sehr ähnliches, nur etwas stärker geringeltes Stück aus dem Ton herausgezogen.

Die von Geinitz ausdrücklich als cf. *Neaera clava* bezeichnete Form dürfte also wahrscheinlich wohl nicht auf diese oligocäne Form, sondern auf die eocäne *Corbula regulbiensis* Mor. zu beziehen sein).[2])

Neuerdings hat E. Geinitz[3]) den Ton von Pisede bei Malchin mit einer gewissen Reserve zum Ober-Senon gestellt, weil in der Tongrube bei Pisede eine dünne Sandsteinbank beobachtet ist, die eine kleine „verkümmerte" Foraminiferenfauna des Ober-Senon enthält. Ich habe diese Sandsteinbank nicht finden können; ob sie zum Ton bezw. zum Schichtenverband des foraminiferenfreien Tons gehört oder glazial eingefaltet ist, ist zum mindesten noch nicht festgestellt; daß der ganze Ton sehr stark gestaucht und wahrscheinlich dislociert ist, beweist der Augenschein und die Höhenlage in einem durch seine Oberflächenformen als alte Eisrandlage zweifellos gekennzeichneten Gebiet. In dem Tone selbst ist außer Schwammnadeln nichts weiter von Mikrofauna zu finden gewesen, ich möchte also den in dem Ton gefundenen, so charakteristischen *Pentacrinus subbasaltiformis* und die eben so unverkennbaren Geoden und Phosphorite für beweisender halten als die „verkümmerte" Foraminiferenfauna der nicht mehr sichtbaren und in Bezug auf die Lagerungsverhältnisse nicht mehr kontrolierbaren dünnen Sandsteinbank.

Ob diese kleine, „verkümmerte" Ober-Senone Foraminiferenfauna ausreicht, um den Sandstein wirklich als Ober-Senon zu charakterisieren, möchte ich noch dahingestellt sein lassen; für den Ton liegt jedenfalls gar kein Beweis vor, daß er Ober-

---

[1]) Vergl. Blatt Kadenberge (Lfg. 130 der geol. Karte von Preußen) von H. Schröder.

[2]) E. Geinitz a. a. O. 142.

[3]) E. Geinitz: XVI Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Arch. d. Freunde der Naturgesch. i. Mecklenburg, 1896, S. 330.

Senon sein könnte — auch kennen wir derartige Tone im norddeutschen Ober-Senon gar nicht — während das Untereocän überall in genau derselben Beschaffenheit vom kleinen Belt bis Hemmoor und zum Stettiner Haff bekannt ist.

Wie fossilarm aber diese untereocänen Tone sind und was für ein Glücksfall es ist, in ihnen beweisende Fossilien zu finden, ergibt sich am besten aus der Tatsache, daß in der großen Grube der Zementfabrik Hemmoor jährlich mindestens 100000 cbm Ton gefördert werden, in denen nur ganz wenige Krebsknollen und noch weniger Mollusken enthalten sind, sodaß, trotzdem die Fossilien dort enorm teuer bezahlt werden und alle Arbeiter deshalb sehr aufpassen, im Laufe von 25 Jahren nur etwa 8—10 Schubkasten Fossilien in das Hamburger und Berliner Museum gelangt sind. Wo also nicht ein solch riesiger Betrieb ist, ist die Aussicht, im Londonton Fossilien zu finden, natürlich ganz minimal und die Klagen in der Literatur über den „fossilfreien Septarienton“ Vorpommerns und den „fossilfreien Plastisk-Ler“ Dänemarks nur zu verständlich.

Dazu kommen endlich noch die so auffallenden Basalttuffe bei Hemmoor, Basbek Osten, Schwarzenbek und auf der Oie, die mit den Untereocänen, am Limfjord auftretenden Molertuffen z. T. genau übereinstimmen und auf der Oie nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Deecke unverkennbare Reste einer Liane enthalten haben, also ebenfalls eines tropischen, auf Londonton hinweisenden Gewächses (vgl. die palmenähnlichen Hölzer bei Schwarzenbeck). Überhaupt scheint das Vorkommen sehr auffallender fossiler Hölzer ebenfalls ein Charakteristikum fast aller dieser untereocänen Tone zu sein (Hemmoor, Basbek Osten, Schwarzenbeck, Jatzenik, Oie und nach der Literatur auch an mehreren anderen Lokalitäten Vorpommerns und der Uckermark, die nach der Beschreibung und der stratigraphischen Stellung als Untereocän zu deuten sind).

Daß meine Angabe über die Möglichkeit, diese plastischen Tone des Untereocäns rein nach ihrer petrographischen Beschaffenheit und ihren Geoden und Phosphoriten sicher wiederzuerkennen und von anderen Tonen gut zu unterscheiden, nicht etwa eine durch die Freude an einer vermeintlich neuen Entdeckung bedingte Autosuggestion ist, sondern auf einer tatsächlichen Unterlage beruht, geht daraus hervor, daß auch andere und z. T. ganz unabhängige Beobachter genau dasselbe gefunden haben. So hat Gottsche die Identifizierung der Tone am Kleinen Belt mit Hemmoor auch nur auf Grund der auch ihm unverkennbaren petrographischen Übereinstimmung ausgesprochen.

So hat schon vor mehr als 20 Jahren Scholz[1]) aus der Gegend von Treptow dunkle, z. T. fast blauschwarze, kalkfreie Tone mit hellgrauen Konkretionen beschrieben, die scharf abgesetzt und wie hineingepreßt unter anders gefärbten und beschaffenen Tone auftreten. Diese anders gefärbten Tone wurden z. T. wegen ihrer Septarienführung, z. T. wegen der in ihnen auftretenden *Leda Deshayesiana* als Septarienton bestimmt; in dem „scharf abgesetzten, fast schwarzen, drunterliegenden Ton ist bei Thalberg südlich Treptow *Nautilus Zikzak* Sow. gefunden, der allerdings etwas breiter sein soll als die typische Form des Londontons und besser mit einer Varietät aus dem Rupelton von Boom übereinstimmen soll. Nun beschreibt aber Scholz aus dem scharf abgesetzten, dunkelblauschwarzen Ton mit *Nautilus Zikzak* noch hellgraue Konkretionen ähnlich denen des Lias von Grimmen, aber ohne Fossilien; das sind ganz offenbar und zweifellos die charakteristischen fossilfreien Toneisensteingeoden des Untereocän, die allerdings eine entfernte Ähnlichkeit mit den fossilführenden des Lias haben. Ich befürchte aber, daß der *Nautilus Zikzak* doch wohl der echte aus dem Londonton ist und nur als oligocän bestimmt wurde, weil die Diagnose auf Londonton in Vorpommern damals doch zu unglaublich erschien. Ich habe im Berliner Museum die Bruchstücke dieses *Nautilus* gesehen und auch den oligocänen *Nautilus* von Boom, den Dames damit verglichen hat, und bewundere den Mut der Dames'schen Diagnose. Die *Nautilus*-Bruchstücke von Treptow sind so viel größer wie der *Nautilus* von Boom und sehen diesem gar nicht so überaus ähnlich. Wenn man diese beiden ganz verschiedenen Altersstadien überhaupt vergleichen will, so kann man aber ganz gewiß keine horizontbestimmende Übereinstimmung dabei herausfinden, sondern höchstens eine nicht vollständige Übereinstimmung, die kaum größer ist als die bestrittene in Bezug auf die eocäne Form und allerhöchstens kann man sagen: non liquet.

Der Umstand aber, daß *Nautilus* im fossilführenden, zweifellosen Rupelton zu den seltensten Vorkommnissen gehört (Herr Geheimrat v. Könen schreibt mir, daß er keinen sicher bestimmbaren *Nautilus* aus dem Rupelton kennt), sollte doch die nächstliegendste Deutung, daß dieser *Nautilus Zikzak* in dem sonst fossilfreien Ton ebenso untereocän ist, wie die Art des Londontons bei der vollständigen petrographischen

---

[1]) Scholz: Über Aufschlüsse älterer, nicht quartärer Schichten in der Gegend von Demmin und Treptow in Vorpommern. Jahrb. geol. Landesanst. (1882). Berlin 1884, S. 449 ff.

Übereinstimmung der Tone mit dem Londonton und der Verschiedenheit von Rupelton auch als die wahrscheinlichste erscheinen lassen; im schlimmsten Fall beweist das Stück nichts gegen Eocän.

Auch von Demmin erwähnt Scholz aus einer Bohrung aus 110 — 174 m kalkfreie, grünlich graue Tone ohne Foraminiferen, die über der Kreide liegen und also aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls zum Londonton gehören werden, denn der Rupelton enthält wohl immer zahlreiche Foraminiferen.

Bei der Bohrung Treptow a. d. Tollense (Deecke: Die Soolquellen Pommerns, Greifswald 1898, S. 10) ist in diesen Tonen von 7—230 m gebohrt, und sie haben sich als meistens fossilfrei erwiesen mit Ausnahme vereinzelter Bänke, aus denen aber nichts aufbewahrt ist. Diese eocänen (und paleocänen) Tone lagern auf einer $^1/_2$ m mächtigen glaukonitischen Quarzsandschicht mit Feuersteinrollstücken (die paleocäne Transgressionsbildung, über die ich demnächst etwas genaueres publizieren möchte) und diese auf Kreide.

Leider sind die Aufschlüsse, die Scholz beschreibt, inzwischen eingegangen, zugeackert bzw. bebaut, sodaß dort jetzt gar nichts mehr zu sehen ist — seine Beschreibung ist aber ganz zweifellos und unverkennbar für den, der den baltischen Londonton kennt.

Es dürfte mithin nach all den mitgeteilten Tatsachen und nach dem Funde von *Pentacrinus subbasaltiformis* bei Pisede-Malchin, sowie *Nautilus centralis* bei Liepgarten wohl nicht der mindeste Zweifel mehr bestehen, daß tatsächlich der untereocäne Londonton sich von Hemmoor bis ans Stettiner Haff, d. h. etwa 300 km östlicher, als bisher bekannt war, erstreckt.

Daß ein alttertiärer Meeresarm sich mindestens bis nach Vorpommern erstreckt haben muß, war ja schon seit langem klar[1]) aus der Verbreitung der sogenannten aschgrauen Eocän-(richtiger Paleocän-)geschiebe und der als Wallsteine bekannten paleocänen Flintgerölle, die Deecke[2]) bis nach Rummelsburg in Hinterpommern verfolgt hat — jetzt ist also auch bis zum Haff das Vorkommen von anstehenden, untereocänen Tonen nachgewiesen, und ich zweifle nicht, daß jetzt, nachdem die Aufmerksamkeit auf diese so charakteristischen untereocänen Tone gelenkt ist, sie auch noch weiter östlich werden gefunden werden.

---

[1]) Deecke: Neue Materialien, S. 76.

[2]) Der Strelasund und Rügen. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin 1906, S. 9.

Schon Elbert (a. a. O. S. 27—29) macht darauf aufmerksam, daß die tufführenden Untereocäntone auch noch an anderen Stellen Pommerns vorkommen bzw. zu vermuten sind; seine Beschreibung der Tone von der Greifswalder Oie stimmt bis auf den Umstand, daß ich die dort erwähnten echten Kalkseptarien, die von denen des Rupeltons nicht zu unterscheiden sein sollen, im zweifellosen Londonton noch nicht gefunden habe, genau mit meinen Erfahrungen überein.

Was nun die „Kalkseptarien" des Londontons anbetrifft, so möchte ich dazu noch folgendes bemerken: In dem „Septarienton" der Ziegelei nördlich von Strasburg (Uckermark), der durch die petrographische Beschaffenheit seiner kalkfreien, fetten, dunklen und braunvioletten, gelbgefleckten, fossilfreien Tone mit den tonigen, braunen Sphärosideritgeoden mir den bestimmtesten Verdacht erweckt, daß er Untereocän ist (es fehlen hier allerdings die zähen, grauen, splitterigen Geoden, die ich für am meisten beweisend halte, und auch die Phosphorite in dem allerdings nicht großem Aufschluß — bis zum Beweise des Gegenteiles möchte ich den Ton nach seinem ganzen Habitus aber doch für Londonton halten) treten sehr merkwürdige, brotlaibartige Kalkkonkretionen auf, die zwar als Septarien bezeichnet werden und auch werden müssen, aber auf das allerbestimmteste von den Septarien des Rupeltons verschieden sind. Sie bestehen aus einem sehr dichten, splitterigen, sehr auffallend schwarz- und dunkelgrüngefleckten Kalk, der beim Behandeln mit verdünnter, kalter Salzsäure sich glatt auflöst und einen nicht unerheblichen Rest von feinem, schwarzem Schlamm hinterläßt. Unter dem Mikroskop erscheint er als ein sehr feinkörniges Gemenge von Kalkspat mit wenig Spateisenstein, zahlreichen feineren Magnetitkörnern und vereinzelten Glimmerschüppchen; die dunkleren Partien scheinen besonders durch die Anhäufung der dunkleren tonigen Substanz, sowie durch zersetzte Eisenverbindungen gefärbt zu sein.

Diese Kalkgeoden sind wie die Rupeltonseptarien von zahlreichen Klüften und Spaltrissen durchzogen, die durch himbeerfarbigen Arragonit und ähnliche Mineralien ausgefüllt sind; es sind also wirkliche Septarien, aber so durchaus abweichend von allen Rupeltonseptarien, die ich je gesehen habe, daß es ganz unmöglich ist, sie damit zu verwechseln. Sie gehen durch Übergänge in Septarien über, die den gewöhnlichen Rupeltonseptarien recht ähnlich werden, aber, wie ich glaube, durch dunklere Farbe und Bruch doch immer noch von diesen zu unterscheiden sind.

Auch bei Jatzenik nördlich Pasewalk kommen in der neuen Grube der Zementfabrik neben den typischen Londontonsphäro-

sideriten zahlreiche Septarien vor, in der alten Grube der Zementfabrik sowie in der Grube der Ziegelei unten im Talsandniveau sind dagegen nur die Londontonsphärosiderite in den dunkeln kalkfreien Tonen gefunden. Der Aufschluß in der neuen Grube der Zementfabrik ist jetzt nicht sehr schön. Herr Professor Dr. Deecke hat dort zweifellose Rupeltonfossilien wie *Fusus multisulcatus* und *Nucula Chastelii* selbst gesammelt in einer Bank mitten in der Grube, so daß dort sicher Rupelton anstehend ist[1]). Ich habe nur gesehen, daß die Tone sehr stark gestört sind und daß schwarze Tone in blaugrüne, annähernd kalkfreie Tone hineingepreßt sind; sowohl die Sphärosiderite wie die Septarien habe ich nur am Boden der Grube lose beobachtet, ihre Verteilung auf die verschiedenen Tone habe ich nicht feststellen können.

Ich habe auch dort nur annähernd kalkfreie Tone beobachtet mit unbestimmbaren Nuculafragmenten, und nichts gesehen, was mir nach zweifellosem Rupelton aussah, allerdings auch keinen ganz typischen Untereocänton. Der Rupelton wird also an den jetzt verstürzten Teilen der Grube vorhanden sein, neben dem (nach den Geoden zu urteilen) sicher auch vorhandenen Londonton. Ob nun diese Septarien von Jatzenik zu dem Rupelton oder etwa zum Teil auch zu dem Londonton gehören (auffallend ist mir die Angabe von Deecke, [a. a. O. S. 90], daß in den „Septarien" handlange, konzentrisch schalig walzenförmige Knollen vorkommen, die ich nicht gefunden habe, die aber nach der Beschreibung an die in den Sphärosideriten liegenden Phosphorite von Liepgarten und Malchin erinnern), möchte ich vorläufig nicht entscheiden, ehe ich nicht diese Frage an weiterem und einwandfreiem Material geprüft und durch Fossilfunde bestätigt habe.

Wenn man aber bedenkt, daß die „Septarien" des „Septarientons" von Straßburg zum allergrößten Teil ohne jeden Zweifel und sofort von denen des fossilführenden Rupeltons zu unterscheiden sind, daß die meisten oben beschriebenen Londontonsphärosiderite in der Literatur als „Septarien" gehen, höchstens daß einmal erwähnt wird (Book bei Löcknitz), daß die „Septarien" sehr eisenhaltig sind — wenn man ferner die oft mit merklicher Verwunderung betonte Feststellung bedenkt, daß diese „Septarientone" ganz fossilfrei sind, wenn man feststellen kann, daß von alten erfahrenen Geologen die doch gewiß unverkennbaren und auffallenden, grauen, kleinen Phosphorite als „Septarien" angesehen und etikettiert sind, so wird man solchen ge-

[1]) Deecke: Neue Materialien usw., S. 90.

legentlichen Bemerkungen, wie den oben erwähnten von Elbert, daß die „Septarien“ des Eocäntons von der Greifswalder Oie sich nicht von denen des Rupeltons unterscheiden lassen, bis zu einer genaueren, daraufhin gerichteten Untersuchung wohl keine entscheidende Bedeutung beizumessen brauchen, besonders da manche dieser pommerschen „Septarientone“ wie nachgewiesen sicher eocän sind; bei genauerem Hinsehen werden sich wohl ebenso Unterschiede finden wie bei den liasischen, eocänen und miocänen Sphaerosideriten, und den oben erwähnten Septarien von Straßburg.

Über die Verbreitung des Eocäntons nach Süden besitzen wir noch folgende Anhaltspunkte: bei Neubrandenburg enthält der obere Geschiebemergel massenhaft schön geschliffene Eocängeoden, die also aus unmittelbar daneben anstehendem Londonton stammen müssen. In der Ziegeleigrube fand ich unter den zahlreichen ausgelesenen Geschieben neben 3 Silurkalken (darunter ein sehr schönes, facettiertes Graptolithengestein) und einigen wenigen cambrischen Sandsteinen und 2 Saltholmkalken etwa $1^1/_2$ Dutzend, meistens geschliffene Eocängeoden, 6—8 Paleocängeschiebe („aschgraue“ Sandsteine), etwa 3—4 Stücke des grünen, kieseligen („Heiligenhafener“) Gesteins und 2 Basalttuffe, also ein sehr auffallendes Verhältnis von Cambro-Silur zu Alttertiärgeschieben; einer der Basalttuffe war garnicht so sehr fest, kann also keinen längeren Transport erlitten haben. In der Kiesgrube am Galgenberg sollen die Basalttuffe (sowie Basalte) sogar auffallend häufig sein (nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. Deecke). Ebenso sollen die Basalttuffe nach Herrn Prof. Deecke eine besonders auffällige Lokalanhäufung bei Greiffenberg (Uckermark) bilden, so daß hier also ebenfalls noch anstehendes Untereocän zu vermuten ist. Auch die in den Erläuterungen zu Blatt Sonnenburg (Geolog. Karte von Preußen, Lieferung 122), S. 15 von Laepzow bei Küstrin erwähnten sehr auffallenden, fossilfreien Tone mit zahllosen Toneisensteinscherben, die vermutungsweise zum Oligocän gestellt sind, dürften nach der Beschreibung zum Untereocän gehören — ich habe leider keine Proben davon vergleichen können.

Da die paleocänen Flintgerölle (Wallsteine) noch in der Gegend von Eberswalde sehr häufig sind (von dort sind auch die ersten Basalttuffe beschrieben) und sich auch noch weiter südlich reichlich finden, so sprechen alle Anzeichen dafür, daß das alte Tertiär ziemlich weit herunter nach Süden geht, so daß das in der Bohrung von Gr. Lichterfelde bei Berlin gefundene, fossilführende Paleocän nun gar nicht mehr so isoliert und unerklärlich abgeschlossen erscheint, wie bisher.

Auch in dem schon 1869 von Zaddach[1]) zuerst beschriebenen und von Jentzsch[2]) 1888 neu bestimmten Bohrprofil von Köslin in Pommern scheinen eocäne Schichten angetroffen zu sein, wenigstens erwecken die in 348—358 unter den Grünsanden des vermutlichen Unteroligocän erbohrten, hellgrauen Tonmergel mit Phosphoriten, die von Jentzsch als „wahrscheinlich zur Kreide gehörig“ betrachtet wurden, nach ihrer petrographischen Beschreibung und dem Phosphoritgehalt den lebhaften Verdacht, daß es Untereocäntone sein könnten; die Bestimmung als Kreide (ohne durch Fossilien gestützt zu sein) ist von Jentzsch offenbar nur getroffen, weil er damals nicht wußte und auch nicht wissen konnte, wohin dieser, unter dem Unteroligocän liegende Schichtkomplex sonst unterzubringen war; mit der sonst bekannten Kreide Norddeutschlands haben diese Schichten offenbar gar keine Vergleichspunkte, dagegen sehr erhebliche mit dem Untereocän von Schwarzenbek.

Ferner habe ich in der Gegend von Freienwalde a. O. als Geschiebe in den oberdiluvialen Kiesen, die dort den Rupelton überlagern, die unzweifelhaften Sphärosiderite und Phosphorite des Londontons gefunden. In den großen Aufschlüssen des Rupeltons bei Freienwalde kommen Sphärosiderite überhaupt nicht vor; die in der Grube des „Alaunwerks“ herumliegenden (aber noch nicht im anstehenden Rupelton gefundenen) Phosphorite sind, wie schon vorher erwähnt, durch ihre andere Beschaffenheit und das Auftreten grünlicher Körnchen (Glaukonit?) deutlich von den untereocänen Phosphoriten zu unterscheiden.

Es erscheint mir also ganz sicher, daß auch in der Gegend von Freienwalde irgendwo Untereocän ansteht oder angestanden hat und vom Inlandeis aufgearbeitet ist, und ich habe auch bereits sehr bestimmte Verdachtsmomente, wo dieses Untereocän zu suchen ist, habe aber leider noch nicht die Zeit finden können, diesen Spuren nachzugehen.

Ich möchte bei der Gelegenheit auch noch darauf aufmerksam machen, daß auch der Rupelton von Freienwalde nicht anstehend ist, sondern mindestens an einer Stelle im Alaunwerk auf Diluvialsand aufgeschoben ist und daß an seiner Unterkante, da wo er auf dem Diluvium liegt, abgequetschte Fetzen von

---

[1]) E. G. Zaddach: Beobachtungen über das Vorkommen des Bernsteins und die Ausdehnung des Tertiärgebirges in Westpreußen und Pommern. Schriften der Physikalisch-oekonomischen Gesellschaft in Königsberg, X, 1869, S. 43—55.

[2]) A. Jentzsch: Über die neuen Fortschritte der Geologie Westpreußens. Schriften der Naturforschenden Gesellschaft zu Danzig VII, 1, 1888, S. 13.

Braunkohlenton in ihn eingepreßt sind, daß hier also ganz erhebliche Umwälzungen der Schichtenfolge stattgefunden haben und daß es also gar nicht auffallend wäre, wenn auch untereocäne Tone irgendwo hier mit in die Höhe gebracht und mit dem Rupelton zusammengebracht wären.

Herr Prof. Dr. Gottsche endlich war so freundlich, mich darauf aufmerksam zu machen, daß aus der Gegend von Meseritz (Prov. Posen) bereits 1832 von Oberlehrer Kade ein als Diluvialgerölle gefundener Fusus beschrieben ist, der von Beyrich (Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges, S. 494) als *Fusus unicarinatus* Desh. bestimmt und auf die untereocäne Form von Cuise zurückgeführt ist, auch hatte Beyrich die Unterschiede dieses Fusus von Meseritz von der unteroligocänen, später von Könen als *Fusus multispiratus* (v. Könen: das norddeutsche Unteroligocän und seine Molluskenfauna, X, 1, S. 144) beschriebenen Form von Biere, Lattorf, Unseburg usw. bereits festgestellt, wenn er ihn auch noch mit der unteroligocänen Form unter einem Namen vereinigt hat. Herr Prof. Dr. Gottsche war ferner so liebenswürdig, mir zu schreiben, daß zusammen mit diesem *Fusus unicarinatus* von Meseritz in Beyrichs Besitz noch andere Gastropoden aus jener Gegend gewesen wären, die er für untereocäne Formen gehalten habe; leider sind diese Stücke jetzt im Museum für Naturkunde nicht aufzufinden.

Endlich bin ich Herrn Prof. Dr. Gottsche noch zu großem Dank verpflichtet für die Mitteilung, daß im Hamburger Museum (aus der Sammlung des Bergrats v. Gellhorn) eine Toneisensteingeode mit den Unterkiefern eines großen Fisches liegt, die aus „dem Abraum über der Kreide von Finkenwalde bei Stettin“ stammt und die nach Bekundung von Herrn Prof. Gottsche von den Sphaerosideriten von Sheppey und Hemmoor nicht zu unterscheiden ist. Ferner verdanke ich der Liebenswürdigkeit meines Kollegen Dr. P. G. Krause ebenfalls eine von Podejuch bei Stettin aus den Gruben der Zementfabrik stammende Toneisensteingeode, die mit denen des Londontons die größte Ähnlichkeit hat. Es wäre also auch an dieser Lokalität Podejuch-Finkenwalde nach Londonton zu suchen und bei den außerordentlich starken Lagerungsstörungen dieses Gebietes wäre es durchaus nicht verwunderlich, wenn hier neben dem Rupelton auch Schollen von Londonton gefunden würden.

Diese so vielfältigen Aufschlüsse und Anzeichen von Londonton in der Mark und in Pommern werfen nun auch ein Licht auf die bis dahin so unerklärlichen, außerordentlichen Mächtigkeiten des „Septarientons“ in Bohrungen (z. B. Crieven bei

Schwedt über 200 m, ohne das Liegende zu erreichen; Treptow/Tollense 227 m) wobei dieser „Septarienton“ niemals durch Fossilien als solcher belegt, sondern nur als solcher angenommen wurde, weil man nichts älteres kannte.

Es ist danach ziemlich sicher, ja z. B. bei Treptow, wie oben angeführt, gewiß, daß in diesen tiefen Bohrungen nicht oder nicht nur Septarienton, sondern Eocän- und Paleocäntone verborgen sind, die die riesigen Mächtigkeiten der Tonablagerungen bewirken.

Herr Jentzsch[1]) sprach hierauf über die Tektonik des Glacials.

Hierauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Beyschlag. Gagel. Kühn.

---

[1]) Die Vorträge von Herrn Jentzsch erscheinen in den Briefl. Mitteilungen des nächsten Bandes.

Monatsberichte
der
Deutschen geologischen Gesellschaft.

No. 12. **1906.**

12. Protokoll der Dezember-Sitzung.

Verhandelt Berlin, den 5. Dezember 1906.

Vorsitzender: Herr Beyschlag.

Das Protokoll der November-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. Gottfried Merzbacher, München,
vorgeschlagen durch die Herren Rothpletz, Broili und v. Ammon,

Herr Prof. Dr. Jac. J. Jahn, Brünn,
vorgeschlagen durch die Herren Denckmann, Stille und Zimmermann,

Herr Dr. phil. Kurt Leuchs, München,
vorgeschlagen durch die Herren Broili, Rothpletz und Stromer v. Reichenbach,

Herr Bergassessor Dr. Sichtermann, Halle a. S.,
vorgeschlagen durch die Herren Gagel, Denckmann und Lotz.

Alsdann wurden vom Vorsitzenden die im Austausch eingegangenen Zeitschriften und die von den Autoren als Geschenk an die Bibliothek der Gesellschaft eingesandten Bücher vorgelegt und besprochen.

Der Vorsitzende schreitet darauf zur Einleitung der Vorstandswahl.

Herr Siegert sprach über zwei verschiedenaltrige Interglacialablagerungen in der Gegend von Halle.

Im Anschluß daran sprach Herr Weissermel über ein Interglacial bei Dörstewitz.

Herr **Gagel** sprach: **Über die untereocänen Tuffschichten und die palaeocäne Transgression in Norddeutschland und im Westbaltikum**, legte Proben der Basalttuffe aus dem Londonton von Hemmoor und Schwarzenbek, aus dem

Moler Nordjütlands, sowie aus einer Bohrung bei Lüneburg vor, wo sie 380 m unter der Unterkante des Rupeltons liegen und besprach sodann die bisher bekannten Anzeichen einer tief paleocänen Transgression in Norddeutschland: Grünsandschichten, z. T. mit abgerollten Flinten zwischen Paleocäntonen und Kreide bei Lüneburg, Treptow a. d. Tollense, Danzig, glaukonitische Puddingsteingeschiebe aus Holstein und Nordhannover, eigentümliche Conglomerate mit sehr glänzenden Quarzen und abgerollten Flinten als Geschiebe in Holstein und in der Mark, Bonebed zwischen den kalkfreien, grauen Letten im Liegenden der samländischen unteroligocänen Bernsteinformation und der Kreide.

Im Anschluß daran legte Herr Korn eine Anzahl von Geschieben der von Herrn Gagel geschilderten paleocänen Basalttuffe aus Ostpreußen, Pommern und der Mark vor.

Im Anschluß daran sprachen Herr Stille und Herr Jentzsch.

Herr **Berg** sprach: **Über das Vorkommen von kristallinen Schiefern in einem rotliegenden Brockentuff des Waldenburger Beckens.**

In der Umgebung der Ortschaft Ober-Zieder bei Landeshut findet sich ein brecciöser Tuff, dessen Brocken, obwohl er dem Melaphyr unmittelbar auflagert, lediglich aus Felsit bestehen, aus demselben Felsitgestein, welches die Eruptivdecke des anschließenden Rabengebirges zusammensetzt. Zwischen den Felsitbrocken fanden sich kleine z. t. sogar mikroskopische Bröckchen von kristallinen Schiefern (Muskovitquarzit, Biotit-Muskovit- und Serizitschiefer). Der Umstand, daß das Vorkommen sowohl dieser Felsitdecke, als des erwähnten Tuffes auf den Westflügel der Mulde beschränkt ist, spricht für einen westlich außerhalb des Beckens liegenden Eruptionspunkt. Als solcher wäre wohl in erster Linie der Bärberg bei Petzelsdorf zu betrachten, eine stockförmige Porphyr-Masse, welche die kristallinen Schiefer nahe der Grenze des überlagernden Kulms durchbricht.

Erwähnt wurde noch, daß auch im Quarzporphyr bei Oberkonradswaldau und Görbersdorf Einschlüsse von kristallinen Schiefern als Seltenheit gefunden wurden.

Nach Mitteilung des Wahlprotokolls (s. Monatsbericht vom Januar 1907) wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

Beyschlag. Gagel. Kühn.

Briefliche Mitteilungen.

12. Ein Nachwort zur Interglazialfrage.

Von Herrn W. Wolff.

Ahrensburg, den 30. Juli 1906.

In No. 8 dieser Monatsberichte für 1905 gab ich eine kleine Reisenotiz über ein wahrscheinlich interglaziales Kalklager bei Gnewau in Westpreußen und empfahl dasselbe der weiteren Untersuchung der Fachgenossen. In No. 12 derselben Monatsberichte macht nun Herr Jentzsch, der bewährte Altmeister der Geologie Westpreußens, auf einen kleinen literarischen Lapsus freundlichst aufmerksam, der mir bei meiner Notiz untergelaufen ist, indem er nachweist, daß das erwähnte Vorkommen bereits von Zeise kurz angeführt wird. Nun, ich weiß, daß mein verehrter Freund Zeise mir dies Versehen nicht übelnimmt; auch habe ich immerhin das Vorkommen etwas ausführlicher skizziert. Herr Jentzsch wünscht aber außerdem eine bessere Begründung meiner Ansicht über das interglaziale Alter dieser Ablagerung, die ich bescheidenerweise als auf „Erkundigungen“ beruhend angab. Ich nehme daher Anlaß zu versichern, daß diese Erkundigungen in folgendem bestanden: Bereits vor mehreren Jahren konnte ich eine größere Anzahl von (nachträglich noch von anderer Seite vermehrten) Bohrprofilen untersuchen, welche das fragliche Kalklager durchteufen, und von denen die Mehrzahl Sand, eine oder zwei aber auch Geschiebemergel als Liegendes der Ablagerung nachweisen. Die ganze Formation erinnerte mich an die von Jentzsch und Michael publizierte Beschreibung eines diluvialen Kalklagers aus der Gegend der Kernsdorfer Höhen (Ostpr.). Die Bohrungen werden in kurzem im Jahrbuch der Kgl. Preuß. geol. L.-A. veröffentlicht werden, sodaß ich sie hier nicht anzugeben brauche. Daraufhin habe ich dann 1905 gemeinsam mit Herrn Dr. Eller, dem wissenschaftlichen Leiter der westpreußischen Bohrgesellschaft (der wir die Profile verdanken), die Aufschlüsse besucht und gesehn, daß auch im Hangenden Geschiebemergel auflagert. Man wird also zugeben, daß meine Erkundigungen nicht so flüchtig waren, wie Herr Jentzsch nicht ohne einen

Schein des Rechtes vermutet hat, und daß meine Annahme, es handle sich um eine interglaziale Lagerstätte, stratigraphisch wohl begründet ist. Das Vorkommen von Cettnau, das Herr Jentzsch sodann anführt, ist meines Wissens nicht als interglazial, sondern nur allgemein als unterdiluvial von Zeise erwähnt, während für meine Notiz nur vergleichbare gesicherte Interglazialvorkommen in Betracht kamen. Als solche kann ich die fernerhin von Jentzsch herangezogenen Vorkommen von Adlershorst und Danzig leider nicht anerkennen, da ersteres von Zeise als Scholle betrachtet, letzteres wegen seiner gänzlich problematischen Natur nicht einmal als primäre Bildung angesehen wird. Da Herr Jentzsch meine Ansichten über das von ihm für interglazial erklärte marine Diluvium der Weichselgegend den Fachgenossen als nicht vollwertig hinstellt, so trete ich damit gerne zurück und verweise ihn auf das Urteil kompetenterer Forscher, wie Schröder und P. G. Krause, welche die Mehrzahl dieser fossilführenden Diluvialablagerungen bereits als sekundär und nicht beweiskräftig dargestellt haben. Sollten in Zukunft marine Interglazialbildungen ähnlicher Art, wie wir sie aus Schleswig-Holstein kennen, auch im Osten unzweideutig und in situ nachgewiesen werden, so werde ich das ebenso freudig begrüßen, wie diejenigen welche sich unermüdlich des Vorzugs rühmen, von Anbeginn her der rechten Lehre des Interglazialismus gehuldigt zu haben.

Ich möchte mir nun noch einige auf erneutem Besuch der Aufschlüsse beruhende Darlegungen über das für die Interglazialfrage so außerordentlich wichtige Lauenburg a. Elbe gestatten. Vor einiger Zeit hat Herr Menzel den Nachweis zu führen gesucht, daß sich gegenwärtig in Norddeutschland mehr als eine einzige Interglazialzeit, welche der sogen. jüngeren, zweiten, der Autoren entspricht, nicht nachweisen läßt. Im Kampf der Meinungen ist Lauenburg ein wichtiger Punkt. Man rechnet neuerdings (Gagel, Gottsche) das dortige sog. „Präglazial“ Müllers ins Interglazial I, das Torfflöz am Kuhgrund ins Interglazial II. In meinen in No. 10 (1905) dieser Monatsberichte veröffentlichten Bemerkungen über das holsteinische Diluvium hatte ich dem gegenüber die Ansicht ausgesprochen, daß das Lauenburger Interglazial I (marine und lakustre Schichten) in Zusammenhang stände mit den marinen jüngeren Interglazialschichten von Ütersen, Blankenese, Hummelsbüttel b. Hamburg u. s. w. Herr Gagel verlangt nun, und mit Recht, eine nähere Begründung für diese mit den früheren Darstellungen in Widerspruch stehende Auffassung. Ich knüpfe dabei an die sorgfältigen Forschungen Gagels an, welcher den oberen, jüngsten Geschiebemergel bis an den Nordrand von Blatt

Lauenburg verfolgt hat, wo derselbe eine von Gagel für Interglazial II erklärte Schichtenfolge von kalkfreien Sanden und Ton überlagert (Ziegelei Krüzen). Bis dahin stimme ich völlig mit Herrn Gagel überein. Nun behauptet derselbe aber weiter, daß unter diesem Interglazial der ältere Geschiebemergel (dm_1 Müll.) emportauche, der seinerseits das ältere, in den Ziegeleien bei Buchhorst und Lauenburg aufgeschlossene Interglazial bedeckt. Diese Auffassung halte ich für einen Irrtum: es ist derselbe jüngere Geschiebemergel, der von hier aus weiter nach Süden zieht, und dasselbe Interglazial, das dieser Geschiebemergel bei Lauenburg bedeckt. Man kann im Fördereinschnitt der Ziegelei Krüzen eine Stelle zeigen, wo das von Gagel angeführte Einfallen der Schichten sich wieder umkehrt, sodaß ein allerdings recht zerrütteter Sattel des Interglazials vorhanden ist, nicht ein völliges Ausstreichen über älterem Geschiebemergel. So ist Müller die Ähnlichkeit des Krüzener Tones mit dem Lauenburger Ton ins Auge gefallen, und er hat sich damit zu behelfen gesucht, daß er den Krüzener Ton für umgelagerten Lauenburger Ton erklärte. Es ist aber der echte Lauenburger Ton. Die ganzen Lagerungs- und Ausbildungsverhältnisse dieses Interglazials haben eine so frappante Ähnlichkeit mit denjenigen des jüngeren Interglazials von Hummelsbüttel bei Hamburg, daß ich keinen Augenblick an der Identität beider zweifle. Ich summiere: wenn das von Herrn Gagel aus den mittleren Teilen des Herzogtums Lauenburg bis nach Krüzen verfolgte Interglazial jüngeres Interglazial ist (woran ich nicht zweifle), so gehört auch das in den Buchhorster und Lauenburger Ziegeleien aufgeschlossene in diese Stufe. Wir kommen dann zu der gewiß natürlichen, weiteren Folgerung, daß die Kiese des Hasenberges, in denen Müller bereits Endmoränenkiese vermutete (was Gagel bestätigt), ganz normal auf oberem, und nicht, wie man bisher annahm, auf unterem Geschiebemergel liegen.

Eine große Schwierigkeit wird aber durch diese Auffassung neu geschaffen: wie verhält sich das Interglazial des Kuhgrundes, das bekannte Torfflöz, zu dem soeben im Anschluß an Gagels Forschungen als jüngeres (einziges?) Interglazial nachgewiesenen der östlicheren Aufschlüsse? Konsequenter Weise müßte man es nun in dieselbe Epoche verlegen. Nun lagert aber das Torfflöz ziemlich nahe und wenig gestört über einer Geschiebemergelbank, die in den östlicheren Aufschlüssen zwischen dem dortigen Torf und dem Lauenburger Ton nicht vorhanden ist, die vielmehr identisch zu sein scheint mit dem Geschiebemergel, der die östlichen Interglazialschichten bedeckt. Ist es also doch postglazial? oder müssen die Lagerungsverhältnisse zwischen beiden Vorkommen

anders gedeutet werden? Eins ist jedenfalls sicher: über dem marinen Interglazial von Ütersen-Hummelsbüttel—Schwarzenbeck—Krüzen liegt stets nur ein einziges, nämlich das mit den baltischen Endmoränen zusammengehörige jüngste Glazial. Eben dieses eine und einzige liegt auch über dem marinen Diluvium von Buchhorst—Lauenburg, das in seiner stratigraphischen und faunistischen Entwickelung (Cardiumsand, Lauenburger Ton) offenbar mit dem genannten Interglazial in Zusammenhang zu bringen ist! Doch wozu in litteris weiter darüber reden: kommt und seht, vergleicht und traut den Augen! Hier bei Lauenburg liegt das Rätsel, nicht bei Krüzen!

---

13. Über Versteinerungen im Rammelsberger Erzlager.

Von Herrn Arnold Bode.

Langelsheim, den 18. August 1906.

In der Mehrzahl der in neuerer Zeit erschienenen Publikationen, welche sich über die Natur der Rammelsberger Erzlagerstätte äußern, ist bereits die Ansicht ausgesprochen, daß diese sedimentären Ursprungs sei, nicht aber tektonischen Vorgängen ihre Entstehung verdanke, und als ein echtes auf chemischem Wege niedergeschlagenes Präzipitat von gleichem Alter mit den sie umgebenden Wissenbacher Schiefern aufgefaßt werden müsse.

Dieser Ansicht, die neuerdings besonders durch Wiechelt in einem Aufsatze über „die Beziehungen des Rammelsberger Erzlagers zu seinem Nebengestein“ [1]) auf Grund einer eingehenden Schilderung der Lagerstätte und unter Berücksichtigung abweichender Meinungen zum Ausdruck gebracht ist, fehlt nach meinem Dafürhalten immer noch ein wirklich einwandsfreier Beweis. Ihre beste Stütze hätten jedenfalls im Erze selbst auftretende Versteinerungen vom Alter der unteren Wissenbacher Schiefer gebildet. Der Ursprung der Lagerstätte aus einem vor der karbonischen Gebirgsfaltung bereits vorhandenen oder jüngeren Gange würde danach unmöglich erscheinen, wenn auch die Auffassung einer metasomatischen Entstehungsweise des Lagers (Beck) dadurch nicht erschüttert würde.

Das einzige Vorkommen eines Tierrestes, das bisher bekannt geworden war, bestand in einem von Wiechelt im Dünnschliffe beobachteten Querschnitt durch eine unvollständige in Schwefelkies erhaltene und von Schwerspat erfüllte Goniatitenschale [2]), ein Fund, der seiner Natur nach bisher noch einiger-

[1]) Berg- und Hüttenmännische Zeitung **63**, 1904, S. 285 ff.
[2]) a. a. O. S. 314.

maßen problematisch bleiben mußte und wegen seines isolierten Vorkommens auch bezüglich der Entstehung der Lagerstätte Zweifel übrig ließ.

Neuerdings ist dieses Auftreten einer Versteinerung in einer Banderzzone des Rammelsberger Erzlagers aber in überraschender Weise bestätigt worden. Gelegentlich einer Befahrung der Grube im Laufe des letzten Sommers fand ich nämlich in einem Stücke Banderz, das als Belegstück für die verworfene, wieder ausgerichtete Fortsetzung des sog. Neuen Lagers gegen Osten diente, mehrere Versteinerungen auf, deren guter Erhaltungszustand z. T. auch eine Bestimmung gestattet. Dieses ursprünglich auf der Markscheiderei der Grube aufbewahrte Stück Erz wurde an Herrn Bergreferendar Sauerbrey abgetreten, der es seinerseits der Sammlung der Clausthaler Bergakademie schenkte.

Es handelt sich um folgende in Schwefelkies erhaltene Versteinerungen:

Orthoceras. — (An dem Exemplare ist wegen seiner ungünstigen Lage ohne weitere Präparation nicht zu erkennen, ob es sich um die Roemer'schen Arten *gracile* bezw. *lineare* oder um *Bactrites gracilis* Blumb. handelt.)

Tentaculites sulcatus Roem.

Styliolina laevigata Roem.

Embryonale Schale einer Bivalve.

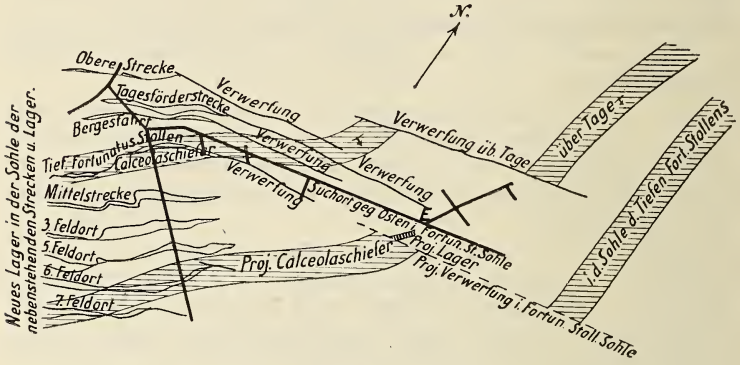
Mehrere andere kleine Fossilreste, deren sichere Bestimmung nicht durchführbar ist.

Bemerkenswert ist es, daß man auch einige der genannten Petrefakten in den das Banderz einschließenden Tonschiefern beobachtet.

Das Erz, in welchem die tierischen Reste ziemlich genau der Schichtfläche nach eingebettet sind, hat den typischen Charakter der Rammelsberger Banderze und besteht aus dünnen Lagen von feinverteiltem Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende und Tonschiefersubstanz. Die nur wenige Zentimeter mächtige Erzmasse ist den Schiefern konkordant eingelagert.

Dokumentiert sich das geschilderte Stück seinem ganzen Charakter nach auch hinlänglich als Erz der Rammelsberger Kieslagerstätte, so könnte dennoch ein Zweifel übrig bleiben, der sich auf den Fundpunkt stützte. Es entstammt nämlich nicht, wie oben bereits angedeutet, den seit langem bekannten Teilen derselben, dem sog. Alten und Neuen Lager, sondern es gehört der Erzpartie an, welche durch ein Suchort im Niveau des Tiefen Julius-Fortunatusstollens als die gegen Osten verworfene Fortsetzung des Neuen Lagers aufgeschlossen wurde.

In der oben erwähnten Arbeit von Wiechelt (Seite 343, Fig. 30) sind die Ausrichtungsarbeiten zur Aufsuchung dieses verworfenen Lagerstückes und die in dem Suchort angestellten Beobachtungen ausführlich beschrieben worden, es hätte aber vielleicht mit noch größerem Nachdruck betont werden können, daß es sich in der aufgefundenen Banderzpartie tatsächlich um die verworfene östliche Fortsetzung des Lagers handelt, wenn auch bisher nur eine ziemlich geringmächtige Spitze derselben aufgeschlossen wurde. Den Vorschlägen des leider viel zu früh verstorbenen Beushausen ist es zu danken, daß das in untenstehender Figur, welche die Situation hier noch einmal veranschaulichen soll, der Deutlichkeit wegen in breiterer Linie an-



gelegte Suchort am Liegenden der von ihm erkannten Verwerfung gegen Osten aufgefahren wurde. Die bei *E* angetroffene Erzpartie, der das versteinerungsführende Stück Banderz entstammt, wurde fast genau an dem Punkte überfahren, wo das verworfene Lagerstück auf Grund des von Beushausen gegebenen geologischen Bildes der Tagesoberfläche unter Berücksichtigung der verschiedenen Niveauverhältnisse nach der vorherigen sorgfältigen Berechnung des Herrn Markscheiders König angetroffen werden mußte. Die Figur veranschaulicht diese Verhältnisse und läßt eine eingehende Erklärung überflüssig erscheinen. Der Vorgang kann wieder als Beispiel dienen, wie wertvoll eine sorgfältige geologische Aufnahme über Tage für die Ausrichtung verworfener Lagerstätten werden kann.

Das versteinerungsführende Erzstück dürfte also seinem Charakter wie seiner Lage nach sicher dem verworfenen Lagerteile angehören.

Eine Untersuchung weiteren Materials von diesem Fundorte, dessen Förderung die Grubenverwaltung freundlichst zugesagt hat,

wird es vielleicht ermöglichen, durch Auffindung charakteristischer Versteinerungen den Horizont der Lagerstätte noch näher zu bestimmen.

Durch die oben beschriebenen Versteinerungsfunde aufmerksam geworden, hat nach einer gefälligen Mitteilung Herr Markscheider König in Goslar neuerdings auch in Stücken aus den bisher bekannten Teilen der Lagerstätte einige schwer zu deutende Reste von Petrefakten aufgefunden. Da sie aber in dem zugleich mit dem Erze vorkommenden gequetschten Schiefern liegen, haben sie nicht die gleiche Beweiskraft wie die in dem verworfenen Lagerstück enthaltenen.

---

14. Eine alte Mündung der Maas bei Bonn?

Von Herrn H. Pohlig.

Bonn, den 1. Oktober 1906.

Nachdem es mir im vorigen Jahr gelungen war, den Wirbelkörper eines Cetaceen in den marinen gelben Litoralsanden des mittleren Tertiärs von Gerresheim bei Düsseldorf zu entdecken, reihten sich in diesem Jahre Funde von ungleich größerer Bedeutung aus geologisch jüngeren Ablagerungen der Niederrhein-Gegenden an.

In weiterem Verfolgen meiner Untersuchungen über verkieselte Geschiebe bei Bonn, die dem Rheinkies dort fremdartig sind, überzeugte ich mich neuerdings, daß solche Geschiebe als charakteristische in dem Bett der Maas unweit der holländisch-deutschen Grenze vorkommen.

Zugleich hat — in nun mehr als 20 Jahren — ferneres fleißiges Sammeln und Vergleichen ergeben, daß jene Bonner Geschiebe teilweise völlig mit den verkieselten Oxford-Fossilien übereinstimmen, die am Oberlauf der Maas bei Mézières und Sedan in den französischen Ardennen anstehend gefunden werden:

Millericrinus echinatus, *M. Dudressieri* d'Orb., *Serpula gordialis* v. Schl. (sehr häufig), als wahrscheinlich auch *Terebratula bucculenta* Sow. und *Ostrea sandalina* Goldf., sowie *O. gregaria* Sow. konnten identifiziert werden.

Diesen zugleich bei Bonn (und abwärts) als Geschiebe und in den französischen Ardennen anstehend, sonst nirgends anderswo im Rheinstromgebiet, außer im Bett der Maas,

verkieselt vorkommenden Oxford-Fossilien reihen sich als neuere Funde aus dem Kies bei Bonn solche an, die näher westlich von da anstehend sich finden, in dem Kohlenkalkgebiet südlich von Aachen und verkieselt in Kreide oder marinem Tertiär des südlichen Belgiens.

Außerdem wurde nachgewiesen, daß solche dem Rhein selbst fremdartige Geschiebe auch weiter nordwestlich und westlich von Bonn vorkommen, — in dem Hochflächenkies nach Düren und Aachen hin. Von Geilenkirchen bei Aachen erwähnt von Dechen[1]) fluviatile Geschiebefunde von Porphyroid und einen „*Ammonites* cf. *coronatus*“, für die er auf die Maasgegenden als möglichen Ursprung hinweist; dieser Ammonitenrest ist ebenfalls verkieselt und gehört wahrscheinlich einem von den pseudocoronaten *Cardioceras* des Oxford an. Bei Aachen ist überhaupt die Gegend mit Maasgeschieben schon überschwemmt.

Nach alledem kann es nicht mehr zweifelhaft sein, was von Anfang an am wahrscheinlichsten war: daß die genannten Ablagerungen bei Bonn von Anschwemmungen des ehemaligen Maasflusses herrühren, und daß sonach die Einmündung der Maas oder eines Armes derselben einst ganz nahe an der Stelle stattfand, wo jetzt Bonn liegt.

Dies war zu einer Zeit, in welcher die Talbildung des Stromsystems noch nicht begonnen haben konnte, die fluviatilen Depositen noch die Hochflächen überschütteten. Aber das Talsystem des Maasgebietes ist auch heute noch, bis auf etwa 60 Kilometer westlich von Bonn und zwar in einer Erstreckung von mehr als 150 Kilometer, derjenigen Richtung treu, welche die ehemalige Einmündung bei Bonn verursachte: denn Bonn liegt in der geradlinigen Fortsetzung nach Osten hin von den Talbildungen, welche 1. die Vêze („Weser“) aus der Gegend von Montjoie (wo die Call, rechtsrheinisch die Sieg, diese Linie nach Osten fortsetzt) über Eupen und Verviers nach Lüttich, 2. die Maas selbst von Namur bis Lüttich und 3. die Sambre von Maubeuge in Frankreich bis Namur bewirkt haben; in dieser Talbildung liegt zum größten Teil die Eisenbahnlinie von Aachen nach Paris. Es ist eine tektonische Transversallinie, — wie die der Vordereifeler Vulkanreihe und die der Maas-Spalte in den Ardennen.

Die Ablenkung der ehemaligen Maas bei Lüttich in nordöstlicher bis beinahe nördlicher Richtung seit dem Beginn der

[1]) Erläut. geolog. Karte d. Rheinpr. II, 1884, S. 758.

Talbildung bis zu dem heutigen Laufe über Maastricht, weist auf die fortdauernde Erhebung der Ardennen und des Aachener Sattels hin, die — nach den tektonischen Beben von Herzogenrath zu schließen — noch heute anhält; eine Erhebung, die ähnlich wie im Harz und Thüringerwald, in ihrer Kettenrichtung fast senkrecht zu den ursprünglichen, palaeozoischen, des rheinischen Schiefergebirges steht, und mit ihrer fast äquatorialen Erstreckung abgelöst hat die anfänglich nahezu meridionale, in der alten mitteldevonischen und auch noch triassischen Meeresstraße der Eifel sowie in der Kylltalbildung markierte.

In einer früheren Mitteilung habe ich auf das eigenartige petrographische Gepräge und die besondere Art der technischen Verwertung hingewiesen, welche den alten Geröllen und Sanden der Maas bei Bonn zukommen; es hat mehrfach eine Aufarbeitung und Vermengung mit Sand und Ton der Braunkohle stattgefunden; bei Lengsdorf sind auch schon (seltene) Gerölle von Rheinkiescharakter eingemengt, die in ausgedehnterer Verbreitung erst als Hangendes sich finden.

Jene Aufschwemmungen von Westen scheinen demnach bis in etwas ältere Zeit zurückzureichen, als die von Süden, vom Rhein kommenden — vielleicht zurückzureichen bis zur Zeit der Meeresküstenbildungen im Limburgischen, der jungpliocänen Cragschichten von Belfeld und Tegelen; für die Erklärung der Sand- und Kiesablagerungen unserer Braunkohle kann dies möglicherweise noch beitragen. In dem Abraum einer Lignitgrube bei Bonn sind früher Mastodon-Reste vorgekommen.

Die erwähnten verkieselten Fossilien des Maas-Kieses von Bonn[1]), welche dieser Mitteilung teilweise zu Grunde liegen, sind dort, in verhältnismäßig so guter Erhaltung, nicht eben häufig, sondern es hat einer ausdauernden Geduld bedurft, um eine so vollkommene kleine Sammlung zu erhalten; meist finden sich diese Fossilien da in spärlichen Bruchstücken als winzige, gebleichte Bestandteile des Gartensandes, und sind in dem letzteren als Anstehendem nur in selteneren, verstreuten Lagen enthalten. In dem gröberen Gerölle liegen auch verkieselte Conchylien aus der Braunkohle des Westens, *Planorbis* und *Lymnaeus*, ferner

[1]) Diese Verkieselungen sind nur nicht zu verwechseln mit den vielen schwarzen, braunen und hellen Kieselknollen, die in der früher viel verbreiteteren, rheinischen Braunkohle entstanden sind, in derselben bei Rott, Orsberg, Godesberg u.s.w. noch liegen und aus ihr massenhaft in die ältesten Schotter des Rheins und der Mosel gelangt sind. Sie scheinen teilweise oolithisch zu sein, wie es auch unsere tertiären Eisensteine und Tonsteine zum Teil sind.

abgerollte, ganze Bergkristalle bis 5 cm Länge und 2 cm Dicke.

Ein bemerkenswertes Seitenstück zu diesem Vorkommen, was die gute Erhaltung verkieselter Fossilien in Sand auf sekundärer Lagerstätte anbetrifft, bilden die Astylospongien und *Goniatites sphaericus* von entsprechender Erhaltung in norddeutschen Kiesschichten; ersteres Genus ist dort mehrfach der letzte Überrest von silurischen Diluvialgeschieben skandinavischer Herkunft.

Es bedarf noch vieler Arbeit, insbesondere für die kartographische Festlegung der ältesten Anschwemmungen der Maas bei uns, diese interessanten Verhältnisse in erschöpfender Weise klarzustellen; solchen späteren Arbeiten[1]) möge vorliegende Mitteilung als Anregung und Vorarbeit dienen.

---

[1]) Es handelt sich da u. a. um die großen und ausgebreiteten Ablagerungen alter fluviatiler Gerölle und Sande in der Gegend von Lamersdorf und Montjoie.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1906 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.

In dieser Liste ist, wie bei den Zitaten der Aufsätze, die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band durch römische Zahl, II, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin. N. F. XXXIV^{E}, 1904.

Baltimore. Maryland Geological Survey. V. 1905.

Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen. XVIII, 2, 3.

Belgrad. Geologisches Institut der Königl. Serbischen Universität. Annales, XV, 4—5, 1905.

Berlin. Königl. Preußische geologische Landesanstalt. — Abhandlungen: Neue Folge. Heft 41. M. Schmidt: Über oberen Jura in Pommern. — Heft 45. E. Harbort: Die Fauna der Schaumburg-Lippe'schen Kreidemulde. — Heft 47. G. Müller u. A. Wollemann: Die Molluskenfauna des Untersenon von Braunschweig u. Ilsede. II. Die Cephalopoden nebst Atlas. — Heft 49. H. Potonié: Klassifikation u. Terminologie der recenten brennbaren Biolithe und ihrer Lagerstätten. — Abbildung und Beschreibung fossiler Pflanzen-Reste der paleozoischen und mesozoischen Formation.

— — Jahrbuch XXVI, 2, 3 (1905).

— Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate, Lief. LIII, 3, 4; LIV, Statist. Lief. LIV, 1, 2.

— — Die Verhandlungen und Untersuchungen der Preußischen Stein- und Kohlenfall-Kommission. VII. 1906.

— Königl. Akademie der Wissenschaften. Mitteilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, 1905, 39—53; 1906, 1—38.

— Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern u. Rügen in Greifswald. Mitteilungen, XXXVII (1905).

Bern. Allgemeine schweizerische Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Verhandlungen, 1905, 88. Jahresvers. (Luzern.)

— Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen No. 1591—1608 (1905).

Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen LXII, 2, 1905, LXIII, 1, 1906.

Bonn. Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte, 1905, 2, 1906, 1.

Boston. Society of natural history, Memoirs 1905, VI, 1. Proceedings, XXXII, 3—12; Occasional Papers, VII, 4—7. Fauna of New England, 1906.

Bremen. Naturwissenschaftl. Verein. Abhandlungen, XVIII, 2.

Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Cultur. Jahresbericht, LXXXIII (1905).

Brünn. Naturforschender Verein. Verhandlungen, XLIII (1904).

— Meteorologische Commission. Bericht XXIII (1903).

Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Bulletin XIX, 3—5; XX, 1—2.

— Académie Royale des sciences. Bulletin, 1905, 9—12; 1906, 1—8; Annuaire LXXII (1905).

— Société Royale malacologique de Belgique. Annales, 1905, XL.

Budapest. Földtany Közlöny, XXXV, 8—12; XXXVI, 1—5.

— Kgl. Ungarische geologische Anstalt. Jahresbericht für 1903 u. 1904. Mitteilungen a. d. Jahrbuche der K. Ung. geol. Anstalt. XIV, 4, 5; XV, 2.

Buenos Aires. Boletin de la Academia nacional de ciencias en Cordoba, XVIII, 2 a.

— Museo nacional. Anales; (3) V.

— Anales del Ministerie de Agricultura. Republica Argentina. Seccion Geologia, Mineralogia y Mineria. I. 2. Division de Minas, Geologia é hidrologia. I. 3.

Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Proceedings, V (1905), VI (1906).

Caen. Société Linnéenne de Normandie. Bulletin, (5) VIII (1904).

Calcutta. Geological Survey of India. Memoirs. New Ser. V. 1; (palaeont. Ind.) — Records. XXXII, 4, 1905. XXXIII; XXXIV, 1, 2, 1906.

Chicago. Field Museum of Natural History. Report, ser. II, 5; geol. ser. II, 7—9; III, 2—4; botan. Ser. II, 3.

— John Crerar Library. 11 annual report, 1905.

Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlinger 1905; Skrifter 1905.

Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht. N. F. XLVIII. 1905—06.

Colmar. Naturhistorische Gesellschaft. Mitteilungen N. F. VIII, 1905 u. 06.

Colorado. Colorado College. General Series No. 17; Colorado Springs.

— Semi-Annual Bulletin. Scienc. Ser. No. 47—49 vol. XII.

Columbus, Ohio. Geological Survey of Ohio. Bulletin, ser. IV, No. 7, 8. 1905 u. 06.

Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften. N. F. XI, 4, 1906.

Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt, (4), XXVI.

— Großherzog. Hessische Geologische Landesanstalt. Abhandlungen IV, 2. 1906.

Des Moines. Iowa geological survey. Annual Report, XV, 1904.

Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte, XIV, 1, 2; XV, 1; 1905 u 06. Schriften, XVI, XVII, 1905 u. 1906. Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- u. Kurlands. XIII, 1 (1905). — General-Register.

Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte u. Abhandlungen 1905 (Juli—Dez.); 1906 (Jan.—Juni).

Dublin. Royal Irish academy. Proceedings, XXVI, B, 1—5, 1906.

— Royal Dublin Society. Scientific Transactions, (2), IX, 2, 3. Scientific Proceedings, N. S ; XI, 6, 8—12. 1906. The Economic Proceedings, I, 7, 8. 1906.

Edinburg. Royal physical society. Proceedings, 1905—1906, XVI, 4—7.

— Royal society. Transaction, XL, 3, 4. 1903—04; XLI, 1, 2. XLIII. 1904—05. Proceedings, XXIV, 1901/02—1902/03; XXV, 1, 2, 1904/05; XXVI, 1—5, 1905/06.

— Geological Society. Transaction VIII. part. III. 1905.

Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1905. 1. Allgem. Teil; 2. Statistisch. Teil.

Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle publicazioni italiane 1906. Indice alfabet. 1905.

Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen, XXX, 1, 2; Bericht. 1906.

Freiburg. Naturforschende Gesellschaft. Berichte. XVI. 1906.

Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires, XXXV, 2 (1906).

— Oeuvres complètes de J.-C. Gallissard de Marignac. Hors-Série des Memoires de la Soc. de phys. et d'historie naturelle. Tom. I. 1840—1860.
„ II. 1860—1887.

Giessen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- u. Heilkunde. Medizin. Abt. I. 1906.

Gotha. Petermanns Mittheilungen. LII. 1906.

Greifswald, siehe Berlin.

Görlitz. Naturforschende Gesellschaft. Abhandlungen. XXV, 1, 1906.

Güstrow, siehe Neubrandenburg.
Hamburg. Naturwissenschaftl. Verein. Verhandlungen, (3), XIII, 1905.
Haarlem. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises (2) XI. 1—5.
— Musée Teyler. Archives (2) IX, X, 1, 2, 1906.
— Hollandsche Maatschappy der Wetenschappen. Naturkundige Verhandelingen, Deel VI, 2.
Halle a. S. Kaiserl. Leopold. Karolinischen Deutschen Akademie der Naturforscher. Abhandlungen, LXXXII. 1904. LXXXIII, LXXXIV. 1905.
— Katalog der Bibliothek. III. 1.
— siehe Stuttgart.
Halifax. Nova Scotian Institute of Science. Proceedings and Transactions, XI; 1, 2. 1902—04.
Heidelberg. Naturhistorisch-medicinischer Verein. Verhandlungen, N. F. VIII, 2.
Helsingfors. Bulletin Société de Géographie de Finlande. Fennia. XIX, XX, 1902—03; XXI, 1903—04; XXII, 1904—05 mit Atlas.
Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaften. Verhandlungen u. Mitteilungen, LIV. 1904.
Hougthon, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1905—06 nebst Views.
Jassy. Université. Annales scientif., III, 4; IV, 1 (1906).
Idianapolis. Indiana-Academy of Science. Proceedings, 1904.
Karlsruhe. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen, XIX, 1905—06.
Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten. Mitteilungen, 1905, XCV, 5, 6; 1906; XCVI, 1—4.
Königsberg i. Pr. Physikal.-ökonomische Gesellschaft, Schriften, XLVI. 1905.
Kopenhagen. Meddelelser om Grönland. 32. 1906.
Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftliche Classe. Anzeiger, 1905, No. 8—19. 1906, 1—3. Katalog literat. Naukowej Polskiej V, 3, 4; VI, 1, 2, 1905 u. 06.
La Plata. Direccion general de estadistica de la provincia de Buenos Aires. Boletin mensual, VII, 66—68, 1906. — Demografia anno 1899.
Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin, XLI, 154; XLII, 155.
Lawrence. University of Kansas. Bulletin, III, 1—10. 1905.
Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik. XVI (1905).
— Verein für Erdkunde. Katalog (Heft II, d. Mittheil.) 1906.

Leyden. Exposition internationale d'océanographie à Marseille. Les Pays-Bas. 1906.

Lille. Société géologique du Nord. Annales, XXXIV, 1905.

Lima. Sociedad geográfica. Boletin aao XIV, 15, XV, 17.

— Index del Boletin for Materias y Autores.

Lissabon (Lisboa). Commissão do Servico geologico de Portugal.

— Description de la Faune Jurassique du Portugal. F. Koby u. P. Choffat.

London. Geological Survey of the United Kingdom. Memoirs: Summary of progress. 1905. — Water Supply of the East Riding of Yorkshire 1906. — Memoirs of the geol. survey of England a. Wales 1904. — Guide to the geological model of the isle of Purbeck. 1906. — Soils and Subsoils from a sanitary point of View. 1906. — The Oil-States of the Lothians. Glasgow 1906.

— Geological Society. Quarterly Journal, LXII, 1—3. — Geological literature 1905. — Abstracts of Proceedings 819—821, 824—835, 1905—06, 1906—07.

— Geological Magazine. III, 1—11. 1906.

— British Museum. — Catalogue of the Tertiary Vertebrata of the Fayum. 1906.

Lund. Acta universitatis Lundensis. Lunds Universitets Årsskrift. Andra Afdelningen. XL. 1904. N. F. Afdl. 2. I. 1905.

Lüttich (Liège). Société géologique de Belgique, Annales, XXX, 3; XXXII, XXXIII, 1—2; Bulletin, XXXIII.

— Société royale des Sciences. Memoires (3) VI. 1906.

Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Institut Grand-Ducal de Luxemburg. Section de Sciences naturelles, physiques et mathématiques. Archiv trimestrielles. I u. II. 1906.

Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey. Bulletin. XIV, 9. (Economic Ser.) mit Atlas.

Manchester. Geological & Mining Society. Transaction. XXVIII. 21. 1903—04.

Mailand (Milano). Società italiana di scienze naturali. Atti, XLIV. 3, 4. XLV. 1, 2. 1906. Elenco dei Soc. Indice Goherale 1906.

Melbourne. Geological Survey of Victoria.

— Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply, 1905.

— Royal Society of Victoria. Proceedings, (N. S.) XVIII, 2.

Mexico. Instituto geologico. Boletin No. 21. 1905. — Parergones, I, 9—10. 1906.

Minneapolis. The American Geologist, XXXVI, 4—5, 1906.

Montevideo. Museo nacional. Anales, (1906) (2) 1, 2.

Montevideo. Flora Uruguaya III, 1906.
Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des Naturalistes). Bulletin, 1905, 1—3.
München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte, 1905, 3; 1906, 1, 2. Abhandlungen, XXII, 3, 2; XXIII, 1, 1906.
— Königl. Bayr. Oberbergamt. Geognost. Jahreshefte. XVII, 1904.
Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2), V, 3—4, 1905.
Neubrandenburg. Verein der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv, LIX, 2, 1905, LX. 1, 1906.
Neuchatel. Société Neuchateloise des Sciences naturelles. XXXI, XXXII, 1902/04.
New Haven. The American journal of science, (4) XXI, 121—126, XXII, 127—130, 1906.
New York. American museum of natural history. Annual report, 1905. Bulletin, XVII, 4, pp. 347—380. XXI. Memoirs, 1906, IX, 1—3.
— Library, New York. Academy of sciences. Annals, XVI, 3, 1906.
Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie, VII, 9—10. 1905. VIII. 1906.
Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen XV. 3. Jahresbericht 1904.
Oregon. University of Oregon. Supplement, III, 3, 1906.
Ottawa. Royal Society of Canada. Proceedings u. Transactions (2). XI. 1905.
— Geological Survey of Canada. Annual Report XIV, 1901. XV, 1902—03.
Paris. Société géologique de France. Bulletin, (4) II, 6, 1902, III, 7, 1903; V, 1—5, 1905.
— Société de Géographie. Bulletin „La Géographie", XII, 3—6, 1905; XIII, 1—4, 1906.
— Annales des mines, (10), VIII, 10—12; 1905 IX, 1—8; 1906.
— Spelunka, Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires. — VI, 42—46; 1905 u. 06.
Perth. Geological Survey of Western Australia. Bulletin 21—23. 1906.
— Annual Progress Report 1905.
Philadelphia. Academy of natural science. Proceedings, LVII, 3, 1905; LVIII 1, 1906. Journal (2), XIII, 2, 1905.
Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte, 1905. — Jahresbericht, 1905.

Prag. Deutscher naturwiss.-medizinischer Verein für Böhmen „Lotos". Sitzungsberichte, N. F., XXV. 1905.

— Lese- und Redehalle der deutschen Studenten. Berichte, LVII, 1905.

Pressburg (Pozsony). Verein für Natur- und Heilkunde. Verhandlungen. N. F. XVI, XVII. 1904. 1905.

Regensburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Berichte. 10. 1903—04. (Dazu Beilage: Beobachtungen über die Vesuv-Eruption 1906 v. Dr. Brunhuber.)

Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XIV, 2—4. 1905.

Rochester. Geological Society of America. Bulletin, XVI. (1—636).

— Academie of Science. Proceedings, IV, pp. 149—231; III brochure 3 of Vol. III. pp. 231—344.

Rom. Academia Reale dei Lincei. Rendiconti, (5) XV, (1. u. 2. sem. 1906.) Rendiconti dell'adunanza solenne 1906. II.

— Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino. XXXVI, 3, 4; 1905; XXXVII, 1, 2, 1906.

— Società geologica Italiana. Bollettino. XXIV, 2, 1905, XXV, 1, 2, 1906.

Sao Paulo. Sociedade Scientifica. Revista No. 3, 4, 1906.

St. Etienne. Société de l'Industrie minérale. Bulletin, (4), V, 1—3. Comptes rendus mensuels. 1906.

St. Gallen. Naturwissenschaftl. Gesellschaft. Jahrbuch, 1904—05.

St. Louis. Academy of science. Transactions, XIV, 7, 8, 1904. XV, 1—5, 1905.

— Classified List of Papers and notes contined in volumes I—XIV of the Transactions and Memoirs of the Academy of Science of St. Louis.

St. Petersburg. Russ. Kaiserl. mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen, (2), XLII, 1, 2, (1905). XLIII, 1, 2. Materialien zur Geologie Rußlands. XXII, 2, 1905; XXIII, 1, 1906.

— Comité géologique. Mémoires, N. Sér. 3, 18—20. (1905); Bulletin, XXIII, 7—10.

— Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Memoirs (8) XVII, 5. Bulletin (5) XVII. 1902. 5. XVIII, XIX. 1903. XX, XXI, 1904.

South Bethlehem Pa. Economic Geology with which is incorporated the American Geologist. A Semi-Quarterly Journal. I, 1—8. 1905—06.

Springfield. Bureau of Labor Statistics of the State Illinois. 7, 24, annual report 1905 – 06.

Stockholm. K. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar, XXXIX, 6, 1904; XL, 1905; XLI, 1—3, 5. 1906.

— Geolog. Föreningen. Förhandlingar, XXVII, 7; XXVIII, 1—6, 1906.

— Årsbok. 1905.

— Arkiv för Zoologi, II, 4; III, 1, 2. Arkiv för Botanik, V, VI, 1, 2. Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik, II, 3, 4; III, 1.

— Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi, II, 2; III, 1.

— Meddelanden från K. Vetenskaps Akademiens Nobelinstitut I. 2—5.

— Les prix Nobel. 1903.

— Meddelanden från Upsala Universitäts Mineralogisk Geologiska institution. 29, 30, 1906.

— Kgl. Sveriges geologiska Undersökning. Afhandlingar och uppsatser. Ser. C. 197—200.

— Accessions-Katalog 18, 19. 1903—04.

Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahreshefte, LXII, 1906, nebst Beilage.

— (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften, LXXVIII, 1—3. (1905—06.)

Sydney. Department of mines and agriculture. Annual report, 1905. — Memoirs. Palaeontology 5, 14. — Records of the Geological Survey of New South Wales VIII. 2. 1905. Mineral-Resources No. 11. 1906.

— Australian Museum. Records,, VI, 3, 1906.

Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications foreign languages, No. 22. 1906.

— Imperial University, science college. Journal XIX, 6; XX, 8—12; XXI, 1. — Calendar, 2565—66. (1905—06.)

Topeka (Kansas). Kansas Academy of science. Transaction XX, 1 (1906).

Upsala. Geological Institution of the University. Bulletin VI, 1902/03. No. 11, 12, VII, 1904/05. No. 13, 14.

Washington. Smithsonian Institution. Annual report 1904.

— — Bulletin No. 55. A Contribution to the Oceanography of the Pacific-Flint.

— U. S. National Museum. Report 1903. 1904.

— Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund). 1905, XXXIV. (1651.)

— Smithsonian Miscellaneous collections. XLVIII, No. 1585. — Quarterly Issue III, 2.

Washington. U. S. geol. Survey. Bulletins, 247, 251, 256, 263, 265, 266—274. — Monographs, XLVIII, 1, 2. Annual report XXVI, 1904—1905. — Mineral Resources 1904.
— — Professional Papers; No. 34, 36—38; 40—45; 47—49.
— — Water Supply and Irrigations Papers 1905—06. No. 123, 125—129, 131, 133—154, 157, 165—169, 171.
Wien. K. K. geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch, LVI, 1—2. 1906. Verhandlungen, 1905, 13—18. 1906, 1—4. Abhandlungen, XX, 2.
— K. K. naturhistorisches Hofmuseum. Annalen, XX, 1—3, 1905.
— Kais. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. 1, 1904, CXIII, 5—10; 1905, CXIV, 1—10. Abt. IIa, 1905, CXIV, 1—10. Abt. IIb, 1905, CXIV, 1—10. — Erdbebenkommission. Mitteilungen, N. F., 28—30. 1905—06.
Wien u. Leipzig. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen. XI—XIX. 1—3. 1897—1906.
Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch, LIX, 1906.
Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Vierteljahrs-Schrift, L. 3, 4, 1905. LI, 1. 1906.

B. Bücher und Abhandlungen.

Ahlburg, J.: Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abh. geol. Landesanst. Berlin, N. F. H. **50**. Berlin 1906.
Andrée, K.: Zur Frage der Klimaänderungen. S.-A. a. Naturwissenschaftl. Wochenschrift XXI. 8°. Jena 1906.
Bandelier, A. F.: Aboriginal myths and traditions concerning the Island of Titicaca, Bolivia. S.-A. aus American Anthropologist. 6. 1904.
Bärtling, R.: Der Ås am Neuenkirchener See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Landesgrenze. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakademie. XXVI. Berlin 1905.
Becker, E.: Der Wartenberg bei Geisingen in Baden. S.-A. a. Festschrift zum 70. Geburtstage von H. Rosenbusch. Stuttgart 1906.
Błocki, B.: Theorie der Klima-Evolution in der geologischen Vergangenheit. Lemberg 1906.
Blumer, E.: Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes. S.-A. a. d. Viertelj.-Schrift d. Naturf. Ges. in Zürich. **51**. 1906.
— S.: Über Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. S.-A. a. Eclogae geologicae Helv. IX. Basel 1906.

Bodman, G.: Om isomorfi mellan salter of vismut och de sällsynta jordmetallerna. Akademisk afhandling. Upsala 1906.

Boettger, O.: Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Krassó-Szörényer Komitat (Gasteropoden und Anneliden). S.-A. a. d. Verh. u. Mitteil. d. Siebenb. Vereins f. Naturw. z. Hermannsstadt. **54** u. **55** 1904/05.

Bourcart, F. E.: Les lacs alpins suisses. Étude chimique et physique. Genève 1908. 4°.

Branca, W.: Die Anwendung der Röntgenstrahlen in der Paläontologie. Aus d. Abhandl. d. Kgl. Akad. d. Wissensch. v. J. 1896.

Brückner, E.: S.-A. a. d. Zeitschr. f. Gletscherkunde, für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas.

Brunhuber, A.: Beobachtungen über die Vesuveruptionen im April. Beil. z. d. Berichten d. naturw. Vereins, Regensburg. X. 1906.

Burckhardt, C. et Scalia, S.: Géologie des environs de Zacatecas. Congrès géologique, Mexiko. (1906.) XVI (Excursion du Nord).

Carruthers, R. G.: The primary septal plan of the Rugosa. From the annals and magaz. of natur-history XVIII. 1906.

Cheeseman, T. F.: Manual of the New Zealand, Flora. 1906.

Commission française des glaciers. Rapport sur les observations rassemblées en août 1904 dans les Alpes du Dauphiné. 8°. Grenoble 1905.

Dathe, E.: Über einen mit Porphyrtuff erfüllten Eruptionsschlot von rotliegendem Alter im Oberkarbon südlich von Waldenburg in Niederschlesien. S.-A. a. Diese Zeitschr., Monatsberichte 1905. 8°. Berlin 1905.

Derwies, V.: Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk. 4°. Genève 1905.

— Recherches géologiques et pétrographiques sur les laccolithes des environs de Piatigorsk. 8°. Genève 1905.

Drescher, A.: Kosmisches Leben im Werden und Vergehen. (Spiralnebel und Sternhaufen) Mainz. 1906.

Duparc, L.: L'age du granit alpin. Genève 1906. Aus Archives des Sciences physiques et naturelles (4) **21**. 1906.

— et Hornung, Th.: Sur une nouvelle théorie de l'ouralitisation. 1904. 4°.

— et Pearce, F.: Communication préliminaire sur les résultats de l'expédition géologique faite en 1905 dans le bassin supérieur de la Wichera. Genève 1905. S.-A. a. Archives des Sciences physiques et naturelles (4) **21**. 1906.

Duparc, L. et Pearce, F.: Sur l'existence de hautes terrasses dans l'Oural du nord. 1905. 4°.
— et —: Sur la garéwaïte, une nouvelle roche filonienne basique de l'Oural du nord. 1904. 4°.
— et —: Sur la gladkaïte, nouvelle roche filonienne dans la dunite. 1905. 4°.
— et —: Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du nord. S.-A. a. La géographie 1905. Paris 1905.
— et —: Über die Auslöschungswinkel der Flächen einer Zone. S.-A. a. Krystallogr. **42**. 1. Leipzig 1906.
Erdmannsdörffer, O. H.: Stratigraphische und tektonische Verhältnisse der Silurschichten im nördlichen Gebirgsanteil von Blatt Harzburg. S.-A. a. d. Jahrb. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. XXV. Berlin 1904.
— Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. S.-A. a. Ebenda. XXVI. Berlin 1905.
Etzold, Franz: 6. Bericht der Erdbebenstation Leipzig. S.-A. a. Ber. Ges. Wiss. Leipzig, mathem.-phys. Klasse. **58**. 1906.
Finckh, L.: Die Rhombenporphyre des Kilimandscharo. S.-A. a. Festschr. z. 70. Geburtst. von H. Rosenbusch. Stuttgart 1906.
Geinitz, F. E. und Baer: Das Salzbergwerk „Friedrich Franz" zu Lübtheen i. M. Festschrift zur Feier der Inbetriebnahme des Werkes. Schwerin 1906.
Goebel, K.: Zur Erinnerung an K. F. Th. v. Martius. Gedächtnisrede. München. 1905. 4°.
Goldschmidt, V.: Glühverlust als mineralogisches Kennzeichen. S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1906. 1.
Gosselet, J.: Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et les sondages du Nord de la France. II. Nebst 5 Karten.
Grupe, O.: Beiträge zur Kenntnis des Wellenkalks im südlichen Hannover und Braunschweig. S.-A. a. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. XXVII. Berlin 1906.
Gugenhan, Max: Die Vergletscherung der Erde von Pol zu Pol. Berlin 1906.
— Der Stuttgarter Talkessel von alpinen Eis ausgehöhlt. Mit 6 Abbild. u. 2 Plänen.
Gunnar Andersson, J.: On the paläontological work of the swedish antarctic Expedition. Stockholm. 1906.
Hagström, O.: *Holstia splendens* n. g. e. n. sp. S.-A. a. Geol. fören. förhandl. XXVIII. 1.
Hambloch, A.: Der rheinische Schwemmstein und seine Anwendung in der Bautechnik. Stuttgart 1903.

Hambloch, A.: Der rheinische Traß als hydraulischer Zuschlag in seiner Bedeutung für das Baugewerbe. Andernach a. Rh. 1903.
— Der Leucittuff von Bell. Andernach a. Rh. 1904.
— Le tuf leucite de Bell. Andernach s. Rh. 1904.
— Tuffstein und Traß. S.-A. a. Der Steinbruch 1906, 11.
— Über das Wesen der Erhärtung von Kalk. S.-A. a. Baumaterialienkunde XI, 21, 1906.
Harbort, E.: Die Fauna der Schaumburg-Lippeschen Kreidemulde. Abhandl. d. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakademie. N. F. H. 45. Berlin 1905.
— Über mitteldevonische Trilobitenarten im Iberger Kalk bei Grund im Harz. S.-A. a. Diese Zeitschr. **55**. 1903.
Helgers, J. H. E.: Beiträge zur Geologie der westlichen Gehänge des Lauterbrunnentales. Inaug. Dissert.
Heim, A.: Geologische Nachlese 15: Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. Geologische Nachlese No. 17: Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassivs. No. 18: Die vermeintliche Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarnerdoppelfalte. S.-A. a. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich. **51**. 1906.
— Das Säntisgebirge. Vortrag geh. i. d. Jahresversammlung in Luzern d. Schweiz. naturf. Gesellschaft. S.-A. a. Verhandlungen der Schweiz. naturforsch. Gesellsch. 1905. 8°. 1905.
— I. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. II. Die Erscheinungen der Längszerreißung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. S.-A. a. d. Vierteljahrsch. d. naturforschenden Gesellsch. i. Zürich. **51**. 1906.
Henrich, F.: Versuche mit frisch geschlossener Vesuvlava, ein Beitrag zur Kenntnis der Fumarolentätigkeit. S.-A. a. d. Zeitschr. f. angew. Chemie. XIX. 30. Leipzig 1906.
Henriksen, G.: Die Eisenerzlagerstätten von Sydvaranger und die Sonderung oder Differentiation von Eruptivmassen durch Druck. S.-A. a. d. Österr. Zeitsch. f. Berg- u. Hüttenw. XIII. 1906.
Hess von Wichdorff, H.: Die Porphyrite des südöstlichen Thüringer Waldes. S.-A. a. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. L.-A. XXII. Berlin 1901.
— Spuren ehemaliger Eisenerzgewinnung und alter Eisenschmelzhütten im Kreise Naugard i. Pomm. S.-A. a.d. Zeitschr. f. Ethnol. 1904.
— Kontakterzlagerstätten im Sormitztale im Thüringer Walde. S.-A. a. d. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. L.-A. XXIV. Berlin 1903.

Hess von Wichdorff, H.: Über Drusenmineralien im Granitporphyr von Beucha bei Leipzig. S.-A. a. Ebenda. XXVI. Berlin 1905.

— Erster Bericht über die Aufnahme auf Blatt Kerschken i. Jahre 1904. S.-A. a. Ebenda. XXV. Berlin 1904.

— Eine typische Drumlinlandschaft im Kreise Naugard in Pommern. Bericht über die Aufnahme auf Blatt Tarbezin i. Jahre 1903. S.-A. a. Ebenda.

— und Range, Paul: Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). S.-A. a. Ebenda XXVII. Berlin 1906. 1.

Hoek, H. und Steinmann, G.: Erläuterung zur Routenkarte der Expedition Steinmann, Hoek, von Bistram in den Anden von Bolivien. 1903—04. S.-A. a. Petermanns Mitt. 1906. 1.

Holmberg, Otto: Om framställning af ren neodymoxid och om tvänne nya metoder för separering af sällsynta jordarter. Akademisk afhandling. Upsala 1906.

Holst, N. O.: Flintgrufvor och flintgrafväre i Tullstorp trakten. S.-A. a. Svenska Sällskapet för Antropologi och Geografi, 1906. 2.

— De senglaciala lagren vid Toppeladugard. S.-A. a. Geol. fören. förhandl. XXVIII. 1.

Jaekel, O.: Über Feuerstein-Eolithe von Freyenstein in der Mark. S.-A. a. Zeitschr. für Ethnologie 1903.

— Über einen Pentacriniden der deutschen Kreide. S.-A. a. Sitz.-Ber. d. Gesellschaft naturf. Freunde 1904.

— Schrift von Ph. Pocta (Prag) über neue Beobachtungen an Orthozeren.

— Über einen neuen Pentacrinoiden-Typus aus dem Obersilur. S.-A. a. Diese Zeitschr. **52**. 1900.

— Über ein neues Reptil aus dem Buntsandstein der Eifel. S.-A. a. Diese Zeitschr. **56**. Monatsberichte 1904.

— Über Gephyrostegus bohemicus n. g. n. sp. S.-A. a. Diese Zeitschr. **54**. 1902.

— Über Ceraterpeton, Diceratosaurus und Diplocaulus. S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1903, 1. 8°. Stuttgart 1902.

— Über Placochelys n. g. und ihre Bedeutung für die Stammgeschichte der Schildkröten. S.-A. a. Neues Jahrb. f. Min. 1902, 1. 8°. Stuttgart 1903.

— Über die Epiphyse und Hypophyse. S.-A. a. Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde 1903.

— K. A. v. Zittel der Altmeister der Paläontologie. S.-A. a. Naturwissenschaftl. Wochenschr. XXIII. 8°.

— Über neue Wirbeltierfunde im Oberdevon von Wildungen. S.-A. a. Diese Zeitschr. **56**. Monatsberichte 1904.

Jaekel, O.: Über Trematapis und Pathens Ableitung der Wirbeltiere von Athropoden. S.-A. a. Diese Zeitschr. **55**. 1903.

— Über jurassische Zähne und Eier von Chimäriden. S.-A. a. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XIV. Stuttgart 1901. 8°.

— Über Dichelodus Gieb. und einige Ichthyodorulithen, eine Entgegnung an Herrn A. Smith, Woodwark. S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1892, 1. Stuttgart 1891. 8°.

— Thesen über Organisation und Lebensweise ausgestorbener Cephalopoden. S.-A. a. Diese Zeitschr. **54**. 1902. Berlin 1902. 8°.

— Über Placodermen aus dem Devon. S.-A. a. Diese Zeitschrift **55**. 1903.

— Über sog. Lobolithen. S.-A. a. Diese Zeitschr. **56**. Monatsberichte 1904.

— Über die Organisation und systematische Stellung der Asterolepiden. S.-A. a. Diese Zeitschr. **55**. 1903.

— Asteriden und Ophiuriden aus dem Silur Böhmens. S.-A. a. Diese Zeitschr. **55**. Monatsberichte 1903.

— Über den Schädelbau der Dicynodonten. S.-A. a. Sitz.-Ber. d. Gesellsch. naturf. Freunde, Sitzung vom 11. Oktbr. 1904. Berlin 1904. 8°.

— Über die Bedeutung der Wirbelstacheln der Naosauriden. Berlin 1905. 8°.

— Über die Bildung der ersten Halswirbel und die Wirbelbildung im allgemeinen. S.-A. a. Diese Zeitschr. **56**. Monatsberichte 1904.

— Eine neue Darstellung von *Ichthyosaurus*.

— Über den Schädelbau der Nothosauriden. S.-A. a. Sitz.-Ber. d. Gesellsch. naturf. Freunde 1905.

Jansen, H.: Rechtschreibung der naturwissenschaftlichen und technischen Fremdwörter.

Icke, H. und Martin, K.: Die Silatgruppe, Brack- und Süßwasserbildungen der Oberen Kreide von Borneo. S.-A. a. Sammlungen d. Geol. Reichs-Museums in Leiden (1) VIII. 1906.

Jensen, A. S.: On the mollusca of East-Greenland. 1. Lamellibranchiata. S.-A. a. Meddelelser om Grönland XXIX.

— Tilläg til studier over nordiske mollusker. 3. Tellina (Mocoma). S.-A a. Vidensk. meddel. fra den naturh. foren. i. Kjöbenhavn 1905.

Jentzch, A.: Über das Quartär der Gegend von Dresden und über die Bildung des Löß im allgemeinen. Inaug.-Diss. Halle 1872. 8°.

Jentzsch., A. Die geologische und mineralogische Literatur des Königreiches Sachsen und der angrenzenden Länderteile von 1835 bis 1873. Geol. Landesunters. des Kgr. Sachsen. Leipzig 1874. 8°.

— Bericht über die geologische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1876. Schriften d. phys. ökon. Ges. zu Königsberg i. Pr. XVII. Königsberg in Pr. 1877. 4°.

— Bericht über die geologische Durchforschung der Provinz Preußen im Jahre 1877. Ebenda XVIII. Königsberg in Pr. 1878. 4°.

— Bericht über die geologische Durchforschung des norddeutschen Flachlandes, insbesondere Ost- und Westpreußen in den Jahren 1878, 1879, 1880. Mit 1 Karte. Ebenda XXI. 1880. Königsberg in Pr. 1881. 4°.

— Gedächtnisrede auf Oswald Heer. Ebenda XXV. Königsberg in Pr. 1884. 4°.

— Geologie der Dünen. S.-A. Handbuch des deutschen Dünenbaues. Berlin 1900. 8°.

— Die erste Yoldia aus Posen. S.-A. a. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., XXVI. 1905. Berlin 1905. 8°.

— Über umgestaltende Vorgänge in Binnenseen. S.-A- a. Dieser Zeitschr. **57**. Monatsber. 1905. 8°.

— Reihenfolge der wichtigsten Erdschichten in Ost- und Westpreußen. Königsberg 1878. 8°.

— Typen preußischer Moore. S.-A. a. Schriften d. phys. ökon. Ges. zu Königsberg, Jahrg. XIX, 1878. Königsberg 1878. 8°.

— Aufruf zum Sammeln. Königsberg 1875. 8°.

— Chronologische Übersicht der im Provinzialmuseum der Physikalisch-Ökon. Gesellschaft ausgestellten geologischen Sammlungen. Königsberg 1890. 8°.

— Kurze Anleitung zum Sammeln von Altertümern und geologischen Funden in Ost- und Westpreußen. Königsberg. 8°.

— Bericht über Aufnahmen in Westpreußen während der Jahre 1895 und 1896. S.-A. a. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., (1896). Berlin 1897. 8°.

— Bericht über Aufnahmen in Westpreußen während der Jahre 1897 und 1898. S.-A. a. Ebenda (1898). Berlin 1899. 8°.

— Bemerkungen über den sogenannten Lias von Remplin in Mecklenburg. S.-A. a. Ebenda (1893). Berlin 1894. 8°.

— Maße einiger Renntierstangen aus Wiesenkalk. S.-A. a. Ebenda (1897). 8°. Berlin 1898.

— Das Interglazial bei Marienwerder und Dirschau. S.-A. a. Ebenda (1895). Berlin 1896. 8°.

Jentzsch, A.: Die Lagerung der diluvialen Nordseefauna bei Marienwerder. S.-A. a. Ebenda (1881). Berlin 1882. 8°.
— Über Spuren der Trias bei Bromberg. S.-A. a. Ebenda (1880). Berlin 1881. 8°.
— Das Profil der Eisenbahn Berent-Schöneck-Hohenstein. S.-A. a. Ebenda (1885). Berlin 1886. 8°.
— Das Profil der Eisenbahn Konitz-Tuchel-Laskowitz. S.-A. a. Ebenda (1883). 8°. Berlin 1884.
— Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese in ihrer Anwendung auf Norddeutschland. S.-A. a. Ebenda (1884). Berlin 1885. 8°.
— Der vordiluviale Untergrund des nordostdeutschen Flachlandes. S.-A. a. Ebenda (1899.) Berlin 1900. 8°.
— Neue Gesteins-Aufschlüsse in Ost- und Westpreußen 1893 bis 1895. S.-A. a. Ebenda (1896.) Berlin 1897. 8°.
— Der tiefere Untergrund Königsbergs mit Beziehung auf die Wasserversorgung der Stadt. S.-A. a. Ebenda (1899). Berlin 1900. 8°.
— Die geologische Durchforschung Ost- und Westpreußens im Jahre 1877. S.-A. a. d. Altpreuß. Monatsschr., XV. 3, 4. Königsberg i. Pr. 8°.
— Der jüngere baltische Eisstrom in Posen, West- u. Ostpreußen. S.-A. a. Dieser Zeitsch. **56**. Monatsber. 1904. 8°.
— Die erste Yoldia aus Posen. S.-A. a. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., (1905). Berlin 1905. 8°.
— Mitteilung über die Aufnahmen in Westpreußen innerhalb der Sektionen Rehhof und Mewe. S.-A. a. Ebenda 1884. 8°.
— Mitteilungen über die Aufnahmen des Jahres 1894. S.-A. a. Ebenda 1894. 8°.
— Über den Untergrund norddeutscher Binnenseen. S.-A. a. Zeitschr. Diese Zeitschr., **54**. 1902. 8°.
— Über die Theorie der artesischen Quellen und einige damit zusammenhängende Erscheinungen. S.-A. a. Ebenda, **56**. 1904. 8°.
— Die Verbreitung der Bernstein-führenden „blauen Erde". S.-A. a. Ebenda, **55**. 1903. 8°.
— Über Bergstürze im norddeutschen Flachlande. S.-A. a. Ebenda, **54**. 1902. 8°.
— Über große Schollen im Diluvium. S.-A a. Ebenda, **53**, 1901. 8°.
— Über das nordostdeutsche Erdbeben vom 23. Oktober 1904. S.-A. a. Ebenda, **56**. 1904. 8°.
— Über die Bildung der preußischen Seen. S.-A. a. Ebenda. 8°.
— Über Diatomeen-führende Schichten des westpreußischen Diluviums. S.-A. a. Ebenda 1884. 8°.

Jentzsch, A.: Ist weißgefleckter Feuerstein ein Leitgeschiebe? S.-A. a. Ebenda **48**. 1896. 8°.
— Über eine diluviale Cardium-Bank zu Succase bei Elbing. S.-A. a. Ebenda **39**. 1887. 8°.
— Über den versuchten Nachweis des Interglazial durch Bohrmuscheln. S.-A. a. Ebenda **47**. 1895. 8°.
— Über einen neuen Aufschluß von Interglazial in Westpreußen. S.-A. a. Ebenda **53**. 1901. 8°.
— Über ein neues Vorkommen von Interglazial zu Neudeck bei Freystadt, Kreis Rosenberg, Westpreußen. S. A. a. Ebenda, **42**. 8°.
— Einige Züge in der Oberflächengestaltung Westpreußens. S.-A. a. Ebenda **42**. 8°.
— Über die kalkfreien Einlagerungen des Diluviums. S.-A. a. Ebenda **46**. 1894. 8°.
— Vorlage zugespitzter Hölzer. Naturforscherversammlung zu Hamburg 1876. 8°.
— Über die im Ostpreußischen Provinzialmuseum aufbewahrten Gewichte der jüngsten heidnischen Zeit Preußens. S.-A. a. Sitzungsber. d. Altertumsges. Prussia in Königsberg, XXI. 1900. 8°.
— Der Frühlingseinzug des Jahres 1895 in Esthland. S.-A. a. d. Wochenschr. f. Landwirtsch. usw., **48**. Dorpat 1895.
— Bemerkungen über Diluvialfauna. S.-A. a. N. Jahrb. f. Min. 1878. 8°.
— Über die angeblichen Yoldia-Tonkerne des schlesischen Diluviums. S.-A. a. Ebenda 1891. 8°.
— Auffindung von Ledaton in Westpreußen. S.-A. a. Ebenda 1876. 8°.
— Der baltische Höhenrücken. S.-A. a. Sitzungsber. d. Naturf. Ges. Danzig 1891. 8°.
— Über die neueren Fortschritte der Geologie Westpreußens. S.-A. a. Schriften d. Naturf. Ges. z. Danzig. N. F. 7. Leipzig 1888. 8°.
— Die Kosten der geologischen Landesuntersuchung verschiedener Staaten. S.-A. a. Zs. prakt. Geol., XIV. 1906. 8°.
— Zur Fabrikation von Glas und Porzellan geeignete Rohmaterialien in der Provinz Westpreußen. S.-A. a. Ebenda 1897. 8°.
— Die geologische Landesuntersuchung von Großbritannien und Irland. S.-A. a. Ebenda XI, 1903. 8°.
— Über den artesischen Brunnen in Schneidemühl. S.-A. a. Ebenda 1893. 8°.
— Gutachten über die Aussichten einer im Kgl. Schullehrer-Seminar zu Angerburg auszuführenden Brunnenbohrung. S.-A. a. Ebenda 1894. 8°.

Jentzsch, A.: Über den Grundwasserstrom der Stadt Danzig. S.-A. a. Schriften d. Naturf. Ges. in Danzig. N. F. X. 1899. 8°.

— Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Tiefbohrungen. A. d. Katalog d. Nordostdeutschen Gewerbeausstellung zu Königsberg. 8°.

— Geologische Bemerkungen zu einigen westpreußischen Bodenanalysen. S.-A. a. Landwirtsch. Jahrbücher. Berlin 1905. 8°.

— Bericht über die Verwaltung und Vermehrung der archäologischen Sammlungen des Provinzialmuseums in den Jahren 1890 und 91. S.-A. a. Schriften d. Phys.-ökon. Ges. in Königsberg in Pr., **33**, 1892. 8°.

— Bericht über die Verwaltung des geologischen Provinzialmuseums i. J. 1891. S.-A. a. Schriften d. Phys.-ökon. Ges. in Königsberg, **32**. 4°.

— Bericht über das Provinzialmuseum für 1898. 4°.

— Über die Herkunft unserer Diluvialgeschiebe. Vortrag i. d. Sitz. d. Phys.-ökon. Ges. in Königsberg 1886. 4°.

— Über eine wissenschaftliche Reise nach Skandinavien und England. S.-A. a. Schriften d. Phys.-ökon. Ges. zu Königsberg, **30**, 1889. 4°.

— Über Spuren des Interglacialen Menschen in Norddeutschland. S.-A. a. Ebenda, **40**, 1899. 4°.

— Das Relief der Provinz Preußen. Begleitworte zur Höhenschichtenkarte. S.-A. a. Ebenda, XVII, 1876. 4°.

— Das Schwanken des festen Landes. Vortrag. S.-A. a. Ebenda 1875. 4°.

— Über einige tertiäre Säugetierreste aus Ost- und Westpreußen. S.-A. a. Ebenda, XXIII, 1882. 4°.

— Über Baron von Richthofens Lößtheorie und den angeblichen Steppencharakter Zentraleuropas am Schlusse der Eiszeit. S.-A. a. Ebenda, XVIII. 1877. 4°.

— Die Chronologie der Eiszeiten. Ebenda, **37**, 1896. 4°.

— Kurze Begleitworte zur Höhenschichtenkarte von Ost- und Westpreußen. S.-A. a. Ebenda 1891. 4°.

— Zwölf landwirtschaftliche Fragen. Berlin 1904. 8°.

— Der Frühlingseinzug des Jahres 1893. Königsberg 1894. 4°.

— Nachweis der beachtenswerten und zu schützenden Bäume, Sträucher und erratischen Blöcke in der Provinz Ostpreußen. Königsberg 1900. 4°.

— Bemerkung auf den Vortrag von Nötling: Die paläozoische Eiszeit in der Salt Range Ostindiens. S.-A. a. Dieser Zeitschr., Monatsber. **56**. 1904. 8°.

Jentzsch, A.: Oxford in Ostpreußen. S.-A. a. Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin 1888. 8°.
— Über die Bodenbeschaffenheit des Kreises Pillkallen. Pillkallen 1889. 4°.
— Bericht über die Verwaltung des geologischen Provinzialmuseums in Königsberg im Jahre 1888. Königsberg 1889. 4°.
— Führer durch die geologischen Sammlungen des Provinzialmuseums der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. Königsberg 1892. 8°.
— Bericht über die Verwaltung des Provinzialmuseums im Jahre 1892. Königsberg 1892. 4°.
— Bericht über die Verwaltung des Ostpreußischen Provinzialmuseums der Phys.-ökon. Gesellschaft in den Jahren 1893—1895. Mit 64 Abb. Königsberg 1896. 4°.
— Geologische Erläuterungen zum Vortrag von R. Blochmann: Über eine in Königsberg erbohrte Mineralwasserquelle. S.-A. a. Schriften d. Phys.-ökon. Ges., **39**. 4°.
— Bericht über die geologische Abteilung des Provinzialmuseums der Phys.-ökon. Gesellschaft bei Gelegenheit der Feier des 100jähr. Bestehens der Gesellschaft, 1890. Königsberg 1891. 4°.
— und Conwentz, Wissenschaftlicher Ausflug. Ost- und Westpreußen. 22.—27. Sept. 1899. S.-A. a. Verhandl. d. VII. Int. Geogr.-Kongr. in Berlin 1899. Berlin 1900. 8°.
— und Michael (R.), Über die Kalklager im Diluvium bei Zlottowo in Westpreußen. S.-A. a. Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanst., (1902). Berlin 1902. 8°.
— s. Königsberg 32, Karten 104.
Jonker, H. G.: Bijdragen tot de kennis der sedimentaire zwerfsteenen in Nederland. 1. De Hondsrug in de provincie Groningen. 2. Bovensilurische zwerfsteenen.
Kayser, B.: Formulare in Genossenschafts- und Vereins-Registersachen. Friedenau 1906.
Kilian, W.: Les dislocation de la Montagne de la Bastille près Grenoble. S.-A. aus Comptes rendus de l'assoc. française pour l'avanc. des science. 1904. Paris.
— Présence de nombreuses orthophragmina de grande taille dans les calcaires éocènes de Montricher-en-Maurienne. S.-A. a. Bullet. de la société géologiqae de France V. 1905.
— Sur quelches fossiles remarquables de l'hauterivien de la region d'Escraguolles. S.-A. Ebenda II. 1902.
— Sur une faune d'Ammonites néocrétacée, recueillie par l'expédition antarctique suédoise. Paris 1906.

Koehne, W.: Verzeichnis der geologischen Literatur über die Fränkische Alb und der für deren Versteinerungskunde und Geologie wichtigsten Literatur aus anderen Gebieten. T. 1. S.-A. a. Abhandlungen der Naturh. Gesellsch. Nürnberg. XV. 3. 1906.

— Vorstudien zu einer neuen Untersuchung der „Albüberdeckung" im Frankenjura. S.-A. a. Sitz.-Ber. der phys.-med. Sozietät in Erlangen **37**, 1905. 8°. Erlangen 1905.

— Zusammenstellung der Literatur über die Erlanger Gegend. S.-A. a. Sitz.-Ber. d. phys.-med. Sozietät in Erlangen **37**.

— und Schulz, F. F.: Über die Basaltvorkommnisse bei Heiligenstadt in Oberfranken nebst Bemerk. über die Tektonik im nördlichen Frankenjura. S.-A. a. Centralbl. f. Min. XIII. 1906. Stuttgart.

Koepert: Die Pflege der Naturdenkmäler. [1.] 2. Aus Natur und Haus. XIV. 17, 18. 1907,

Koert: Das Eisenerzlager von Banjeli in Togo. Berlin 1906. S.-A. a. Mitt. a. d. D. Schutzgeb. XIX. 1906. 2.

— Über die Wasserverhältnisse im südlichen Togo [und anderes]. Mitt. a. d. Deutschen Schutzgebieten. XVIII. 4. 1905.

Kostlivy, St.: Untersuchungen über die klimatischen Verhältnisse von Beirut, Syrien. Vorgelegt d. Königl. Böhm. Ges. d. Wissensch. in Prag am 14. Oktober 1904. Prag 1905.

Krause, G.: Einige Bemerkungen zum Artikel Prof. H. Potoniés: Zur Frage nach den Urmaterialien der Petrolea. S.-A. a. Chemiker-Zeitung. **30**. 3. 1906.

Krause, P. G.: Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. S.-A. a. Verhandlungen d. k. geol. Reichanstalt 1906. 2. Wien 1906.

Krusch, P.: Inwieweit lassen sich die Erze als Leiterze benutzen. S.-A. aus Diese Zeitschr. Monatsber. **58**. 4. 1906.

— Über neue Aufschlüsse im Rheinisch-Westfälischen Steinkohlenbecken. S.-A. a. Diese Zeitschr. **58**. Monatsbericht 2. 1906.

Linstow, O. v.: Über Triasgeschiebe. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. (1900). XXI. Berlin 1901.

— Über jungglaziale Feinsande des Fläming. S.-A. a. Ebenda (1902). XXIII. 2. Berlin 1903.

— Über Verbreitung und Transgression des Septarientones (Rupeltones) im Gebiet der mittleren Elbe. S.-A. a. Ebenda (1904). XXV. 2. Berlin 1904.

— Die organischen Reste der Trias von Lüneburg. S.-A. a. Ebenda (1903). XXIV. 2. Berlin 1904.

Linstow, O. v.: Die Tertiärablagerungen im Reinhardswalde bei Cassel. S.-A. a. Ebenda (1898). Berlin 1899.

— Neue Beobachtungen an dem Fläming und seinem südwestlich gelegenen Vorlande. S.-A. a. Diese Zeitschr. **56**. 1904. Berlin 1906.

— Die Grundwasserverhältnisse zwischen Mulde und Elbe südlich Dessau und die praktische Bedeutung derartiger Untersuchungen. S.-A. a. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1905.

— Bemerkungen über die Echtheit eines in Pommern gefundenen Triasgeschiebes. S.-A. a. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. L.-A. u. Bergakad. XXIII. 3. 1902.

Lorenz, Th.: Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Ostasien unter besond. Berücksichtigung der Prov. Schantung u. China. II. Paläont. Teil m. 3 Taf. u. 55 Fig. im Text. S.-A. a. Diese Zeitschr. **58**. 1906.

Louderback, G. D.: The mesozoic of southwestern Oregon. S.-A. a. The journal of geology. XIII. 1905.

Martin, K.: Die Fossilien von Java. Auf Grund einer Sammlung von Dr. R. D. M. Verbeek. H. 10: Mollusken. Leiden 1906. 2^0. = Sammlungen des geologischen Reichs-Museums in Leiden, N. F. 1, 10.

— R.: Die untere Süßwassermolasse in der Umgebung von Aarwangen. S.-A. a. Eclogae geolog. Helv. IX. 9. Basel 1906.

— J.: Bericht über die Tätigkeit des Oldenburger Vereins für Altertumskunde und Landesgeschichte. S.-A. a. den Schriften dieses Vereins. XXIX. Teil. Oldenburg 1906.

Merrill, George P.: Contributions to the history of american geology. S.-A. a. Report of the United States National Museum for 1904. Washington 1906.

Meyer, Erich: Aufnahmeergebnisse aus dem südlichen Fläming. Bericht über die Aufnahme der Blätter Straach und Hundeluft in den Jahren 1903 und 1904. S.-A. a. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXV: 4. (1904). Berlin 1906.

Museum für Natur- und Heimatkunde zu Magdeburg. Abhandlungen und Berichte hrsg. v. A. Mertens. I. H. 1. 1905.

Noël, E.: Note sur la faune des galets du grès vosgien. S.-A. a. Bulletin mensuel des séances de la Société des sciences de Nancy.

— Sur l'orientation que prend un corps allongé pouvant rouler sur les fonds dans un courant liquide. 4^0.

— Note sur la détermination du courant qui a amené les éléments d'un conglomérat. S.-A. a. Bulletin mensual des séances de la Société des sciences de Nancy. Nancy 1906.

Noël, E.: Note sur l'orientation des galets dans un courant et la direction des courants en quelques points du grès vosgien. Ebendaraus. Nancy 1906.

Noetling: Die paläozoische Eiszeit in der Salt Range Ostindiens. S.-A. a. Diese Zeitschr., Monatsberichte **56**. 1904.

Ochsenius, C.: Petroleum in der Provinz Posen. Fraustadt 1906.

Omori, F.: Note on the San Francisco earthquake of April, 1906. S.-A. a. Public. of the Earthqu. Invest. Committ. in foreign languages. II. 21. Tokyo 1906.

Pearce, F.: Über die optischen Erscheinungen der Krystalle im convergenten polarisierten Lichte. S.-A. a. Zs. Krystallogr. **41**. 2. Leipzig 1905.

Pjetursson, H.: Om forekomsten af skalförende skurstensler i Buløndshöfdi, Snäfellsnes, Island. Med bemärkninger om molluskfaunaen af A. S. Jensen. S.-A. a. Kgl. danske vidensk. selskabs förhandl. 1904.

Preiswerk, H.: Malchite und Vintlite im „Stroma"- und „Sesiagneiß" (Siemont). S.-A. a. d. Festsch. z. 70. Geburtst. v. H. Rosenbusch. Stuttgart 1906.

Range, P.: Über einen Schlämmapparat. S.-A. a. Diese Zeitschr. Monatsberichte **57**. 1905. 8°. Berlin 1905.

Reid, H. F.: et Muret (E.), Les variations périodiques des glaciers. (Commission internationale des glaciers.) Berlin.

Rothpletz, A.: Gedächtnisrede auf Karl Alfred von Zittel. München 1905. 4°.

Rumpf, J.: Einiges von den Mineralquellen in und bei Radein. Wien. S.-A. a. Tschermaks min. u. petr. Mitt. XXV, 1906.

Sacco, F.: Les lois fundamentales de l'orogénie de la Terre. 1906.

— Les étages et les faunes du bassin tertiaire du Piemont. S.-A. a. Bull. de la Soc. géol. de France. V. 1906. Paris.

— Fenomeni di Corrugamento negli Schisti Cristallini delle Alpi. S.-A. a. Accad. reale della scienc. di Torino. 1905-06. Torino.

— Sur la valeur stratigraphique des Lepidocyclina et des Miogypsina. S.-A. a. Bull. de la Société geolog. de France. (4). V. 1906. Paris.

— La questione eo-miocenica dello Appennino. Roma 1906.

— La galleria Ferroviaria di Gattico. S.-A. a. Atti della Soc. Ital. di Scienc. Natur. XLV. 1906. Milano.

— Comptes rendu des excursions.-Réunion extraordinaire de la Soc. geol. de France en Italie à Turin u. à Gênes en 1905. S.-A. a. Bull. de la Soc. geol. de France. XXVII—XXIX. Paris 1906.

Schardt, H.: Über die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. S.-A. a. Verhandlungen d. Jahresvers. d. Schweiz. naturforsch. Ges. 1904.

Schmeisser: Über geologische Untersuchungen und die Entwicklung des Bergbaus in den Deutschen Schutzgebieten. S.-A. a. Verhandlungen des deutschen Kolonialkongresses 1905.

Schmidt, C.: Bericht über die Exkursion nach dem Rickentunnel, nach Uznach und dem Toggenberg. S.-A. a. Bericht über die 38. Vers. des Oberrheinischen geol. Vereins zu Konstanz 1905.

— Über die Geologie des Weißensteintunnels im schweizerischen Jura. S.-A. a. Diese Zeitschr. **57**. Monatsber. 11, 1905.

Schütze, E.: Mitteilungen a. d. Kgl. Naturalien-Kabinet zu Stuttgart. No. 30. *Nerita costellata* Münst., eine Schnecke der schwäbischen Meeresmolasse. S.-A. a. Centralbl. f. Min. 1905.

— Verzeichnis der mineralogischen, geologischen, urgeschichtlichen und hydrologischen Literatur von Württemberg, Hohenzollern und den angrenzenden Gebieten. Beil. z. d. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg. **62**. Stuttgart. 1906.

Sollas, W. J.: The age of the earth. London 1905. 8°.

Spezia, G.: Contribuzioni sperimentali alla cristallogenesi del quarzo (Accademia reale delle science di Torino, 1905—06). 8°. Torino 1906.

Steinmann, G.: Die paläolithische Renntierstation von Munzingen am Tuniberge bei Freiburg i. Br. S.-A. a. d. Berichten d. Naturf. Gesellsch. i. Freiburg i. Br. XVI. 1906.

— Die Entstehung der Kupfererzlagerstätte von Corocoro und verwandter Vorkommnisse in Bolivia. S.-A. a. d. Festschr. z. 70. Geburtst. v. H. Rosenbusch. Stuttgart 1906.

— Über die Erbohrung artesischen Wassers auf dem Isteiner Klotz. S.-A. a. d. Mitteil. d. Großh. Bad. Geol. Landesanst. V. 1906.

— Geologische Probleme des Alpengebirges. Eine Einführung in das Verständnis des Gebirgsbaues der Alpen. S.-A. a. d. Zeitsch. d. Deutsch. u. Österr. Alpenver. **37**. Innsbruck 1906.

Stille, H.: Zur Kenntnis der Kreidegräben östlich der Egge. S.-A. a. d. Jahrb. d. Geol. Land.-Anst. Berlin. XXV. 4. Berlin 1904.

— Über Strandverschiebungen im Hannoverschen Oberen Jura. (S.-A. a. Diese Zeitschr. **57**. Monatsber. No. 12. 1905.

— Über spätjurassische und tertiäre Dislokationen in Westfalen.

Stübel, A.: Die Vulkangebirge von Colombia. Geologisch-topogr. aufgenommen u. beschrieben. Ergänzt u. hrsg. v. Theodor Wolf. 4°. Dresden 1906.

Stutzer, O.; Die Eisenerzlagerstätte „Gellivare“ in Nordschweden. S.-A. a. Zs. prakt. Geol. XIV. 1906. 5.

— Die Eisenerzlagerstätten bei Kiruna. Nachtrag. Ebendaraus XIV. 1906. 5.

— Über Entstehung und Einteilung der Eisenerzlagerstätten. S.-A. a. d. Zeitsch. f. Berg-, Hütten- u. Sal.-Wesen. **54**. 1906.

— Turmalin führende Kobalterzgänge. S.-A. a. Zeitsch. f. prakt. Geol. XIV. 1906.

— Alte und neue geologische Beobachtungen an den Kieslagerstätten, Sulitelma-Röros-Klingenthal. S.-A. a. d. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1906.

Tassin, Wirt: Note on an occurrence of graphitic iron in a Meteorite. = Proceedings of the United States National Museum, No. 1497 (aus Vol. **31**). Washington 1906.

Tiessen, E.: Die Schriften von Ferd. Freiherr v. Richthofen. Aus Männer der Wissenschaft. 4. Leipzig 1906.

Tobler, A.: Topographische und geologische Beschreibung der Petroleumgebiete bei Mocara Enim (Süd-Sumatra). S.-A. a. Tydschrift van het koninkl. Nederl. aardrijkokundig genootschap. 1906.

Uhlig, V.: Einige Bemerkungen über die Ammoniten-Gattung Hoplites-Neumayr. S.-A. a. Sitzungsber. d. K. K. Akad. d. Wiss. **64**. 1905. 1. Abt. Wien.

Verbeek, R. D. M.: Description géologique de l'île d'Ambon. [Nebst] Atlas. Édition franç. du Jaarboek van het mijnwezen in Nederl. Oost-Indie. **34**. 1905. Batavia 1905.

Willcox, O. W.: The viscous vs. the granular theory of glacial motion. Long Branch, N. J. 1906.

Wichmann, A.: On fragments of rocks from the Ardennes found in the diluvium of the Netherlands north of the Rhine. (Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam.) 8°. 1905.

Wilckens, O.: Zur Geologie der Südpolarländer. S.-A. a. Centralbl. f. Min. 1906. 6. Stuttgart 1906.

C. Karten und Kartentexte.

Deutschland.

Preußen. Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25000. Herausgegeben von der Königl. geologischen Landesanstalt.

Lief. 126. Bäk, Balow, Grabow, Karstedt, Hülsebeck, Lenzen, Gorlosen nebst Erläuterungen.
„ 127. Alfeld, Lauenberg, Dassel, Hardegsen nebst Erläuterungen.
„ 128. Langensalza, Henningsleben, Langula nebst Erläuterungen.
„ 131. Meuselwitz, Windischleuba (Regis), Altenburg nebst Erläuterungen.
„ 132. Wietmarschen, Hesepertwist, Lingen nebst Erläuterungen.

Österreich-Ungarn.

Kgl. Ungar. geologische Anstalt. Die Umgebung von Szeged und Kistelek. Sectionsbl. Zone 20. Col. XXII. 1 : 75000 mit Erläuterung.

Schweden.

Sveriges geologiska undersökning. Serie Aa. Geologische Karten mit zugehörigem Texte 1 : 50 000.
120. Falköping. 125. Tidaholm. 126. Ankarsrum. 130. Vadstena. 131. Gällö. 132. Hjo. 133. Vimmerby.
Ser. A 1a, Berggrundskarter 1 : 200 000 nebst Erläuterung, außerdem ein Publikationsverzeichnis mit einem Übersichtskärtchen.

Dänemark.

Kommissionen for Ledelsen af de geologiske og geographiske Undersögelser i Grönland 4 Blatt 1 : 200 000. Kopenhagen 1906.

Rumänien.

Bukarest. Musée de Géologie de Bucuresti. Ser. XXVIII, XXIX u. XXXIV 1 : 175 000. Bukarest.

Japan.

Imperial geological survey. Geologische Spezialkarte 1 : 200 000. Zone 7 col. IV. Yamaguchi. Zone 8 col. IV. Susa.

New South Wales.

Department of Mines and Agriculture.
Geological Map of little forest and Conjula. Sydney 1903.
„ „ „ the Gerringong District. „ 1905, hierzu 1 Blatt mit 2 Profilen.

Canada.

Department of the Interior Canada. Map of Manitoba, Saskatchewan and Alberta 1 : 792 000. 3 Blatt.

Ver. Staaten von N.-Amerika.

U. S. Geological Survey. (Charles Walcott.) 1 : 125 000 u. 1 : 62 500 zus. 27 Blatt.

Druckfehlerberichtigungen
zu Band 58.

S. *115* Z. 21 von oben lies: Flabellum statt: Fabellum.
Z. 23 von oben lies: Corbula statt: Aorbula.
S. *179* Z. 6 von unten (Anm. 2) lies: größerer statt: geringerer.
S. *244* Z. 22 von unten lies: ausgeaperten statt: ausgeaparten.
S. *253* Z. 28 von oben lies: zurückbleiben statt: zurückcleiben.
S. *386* Erklärung d. Textfig. lies: Hungarites arietiformis statt Hungaritaes rietiformis.