

2. Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers.

VON HERRN OTTO JAEKEL.

(Hierzu Tafel V—VI und 35 Textabbildungen.)

In meinen früheren Schriften über die Tektonik des Rügener Steilufers war ich der Auffassung E. PHILIPPIS¹⁾ entgegengetreten, daß die Störungen der Kreide und des Diluviums wesentlich durch glazialen Eisdruck zu erklären seien²⁾. Indem ich einerseits den Hauptteil der Störungen einem großen Bruchsystem zuschrieb, das vor dem Herannahen des dritten Inlandeises die Kreide und die Ablagerungen der beiden älteren Vereisungen in ein Schollenland zerlegte, ließen sich andererseits gerade dadurch die Einwirkungen genauer begrenzen, die das dritte Inlandeis auf diesem zerhackten Gebiete bewirkt hatte. Durch diese Zerlegung der Störungen in zwei ganz getrennte Faktoren glaube ich, den alten Streit, ob hier glaziale oder tektonische Störungen vorlägen, in der Hauptsache geschlichtet zu haben. K. KEILHACK hat sich in seiner 1912 erschienenen Abhandlung³⁾ diesen Anschauungen im wesentlichen angeschlossen, wie er am Schluß seiner Abhandlung bemerkt, entfernte sich aber von meinem Standpunkt besonders darin, daß er zur Erklärung der vielen am Ufer aufgeschlossenen Diluvialschollen nicht wie ich Staffelbrüche, sondern Blattverschiebungen eines einzigen Grabenbruches annahm. Unsere Kenntnis des ganzen Steilufers förderte er vor allem dadurch, daß er es im Maßstabe

1) EMIL PHILIPPI: Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen) (Ztschr. f. Gletscherkunde etc. Berlin, Bornträger, Bd. I, 1. 1906).

2) OTTO JAEKEL: Über das Steilufer der Rügener Kreide (dies. Berichte Bd. 60. 1908. S. 229).

Über ein diluviales Bruchsystem Norddeutschlands (ebenda Bd. 62. 1910. S. 605).

Über den Kreidehorst von Jasmund und seine Tektonik (Mitt. d. naturwiss. Vereins f. Neuvorpommern und Rügen. 42. Jahrgang Greifswald 1910).

3) KONRAD KEILHACK: Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. (Jahrb. d. Kgl. Pr. Geol. Landesanstalt 1912. 114. Berlin).

von 1:10 000 geologisch kartierte und dabei die einzelnen Diluvialschollen mit Nummern von 1—25 festlegte.

Unklar blieben in der allgemeinen Beurteilung des Ufers vor allem die Zahl der Vereisungen unseres Gebietes, der Verlauf der Brüche und die sehr auffallende Tatsache, daß



Der Rügenschel Inselkomplex, links die langgestreckte Insel Hiddensöe. Die Schreiekreide von Arkona (oben) und rechts am Ufer der Halbinsel Jasmund schwarz eingetragen. Das Diluvium schraffiert, das Alluvium punktiert. Im Meer die 10 m-Kurve mit unterbrochener Linie.

die Diluvialschollen fast sämtlich westwärts unter die Kreide einfallen.

Über dem erklärlichen Wunsche, zunächst die Hauptfragen der Tektonik zu klären, hatten wir versäumt, das

Studium der eingekeilten Diluvialschollen im einzelnen weiter zu führen. Gerade hierin aber haben uns die neuen z. T. sehr umfangreichen Abstürze der letzten Jahre viel neues Beobachtungsmaterial an die Hand gegeben. Seitdem allen Warnungen entgegen die Bauverwaltung bei dem Hafenaufbau von Saßnitz die großen Geschiebe vom Ufer fortnehmen ließ, ist das Steilufer der Brandung gegenüber seines natürlichen Schutzes beraubt. Fast jedes Frühjahr stürzen nun große Massen vom Steilrand herab, besonders da, wo die Festigkeit der Kreideschichten durch eingelagerte Diluvialschollen unterbrochen ist. So waren nun gerade die uns tektonisch am meisten interessierenden Partien des Ufers dem Abbruch am meisten ausgesetzt und haben uns eine Fülle neuer Aufschlüsse geliefert. Dem Abbruch der Scholle 4 am Lenzer Bach im Januar 1905 folgte 1912 der riesige Abbruch der Scholle 9 an der Arndt-Warte, wobei ein Stück von 90 m Breite und 30 m Tiefe aus dem oberen Steilrand herausbrach, dann 1915 der nicht viel kleinere Abbruch der Scholle 6 an der Rabenklinke und 1916 ein solcher an der Scholle 16.

Wurden schon dadurch auf natürlichem Wege wichtige Aufschlüsse gewonnen und z. T. ganz überraschende Komplikationen der Struktur dieser Schollen erkennbar, so habe ich mich nun bemüht, durch Grabungen tektonisch oder stratigraphisch wichtige Teile dieser Schollen noch weiter aufzuklären. Hierbei hat mir im Herbst 1916 besonders Herr Kunstakademiker ARSRE aus Bremen vortreffliche Hilfe geleistet, da er mit einem ausgezeichneten Klettervermögen eine große Geduld in der mühevollen Abdeckung der oft arg verstürzten Gehänge verband. Ich möchte ihm dafür auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen.

Wie in früheren Jahren habe ich vom Meer aus fortlaufende Zeichnungen des Ufers angefertigt und sie durch viele Profile und Ansichtsskizzen vom Ufer aus ergänzt. Um aber die sehr komplizierten Lagerungsverhältnisse sowohl der Kreide wie auch der Diluvialschichten auch anderen klarer zu machen, habe ich den tektonisch wichtigsten Teil des Ufers zwischen dem Lenzer Bach und Tipper Ort, eine Strecke von 2 Kilometern, im Maßstabe von 1:1000 in natürlichem Verhältnisse von Länge und Höhe modelliert (Fig. 1 und 2).

Die Durchführung dieser Untersuchungen erforderte manche z. T. umfangreiche Hilfsarbeiten. Die hierzu nö-



Fig. 1. Ein Stück des Modelles des Steilunters mit den Streifen 4 u. 5 zwischen Lenzer und Wissower Bach im Maßstabe 1 : 1000, verkleinerte Photographie.



Fig. 2. Die kleinen und großen Wissower Klinten in dem vom Meere aus aufgenommenen neuen Uferprofil (1916) im Maßstabe von 1 : 500; links unten die Scholle 7.

tigen Mittel verdankte das Geologische Institut in Greifswald einem Zuschuß des Provinziallandtages, für dessen gütige Gewährung ich auch an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte.

Die Ergebnisse dieser letzten Untersuchungen, zu denen noch viele Beobachtungen aus früheren Jahren hinzutraten, sind nun so umfangreich geworden, daß ich sie hier nur kurz andeuten kann, einerseits, um der Deutschen Geologischen Gesellschaft einen Bericht über die Fortschritte unserer Kenntnisse und Beurteilung des wichtigen Gebietes zu erstatten, andererseits, um dadurch eine Diskussion über einige allgemeine Folgerungen betreffs tektonischer Probleme und der Gliederung unserer Eiszeit herbeizuführen.

Die ausführliche Beschreibung der neuen Ergebnisse soll in einer größeren Abhandlung erfolgen, deren Veröffentlichung Herr Geheimrat BEYERSCHLAG in den Abhandlungen der Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt freundlichst übernommen hat. Besonders dankbar bin ich ihm, daß er einen Teil meiner Profilzeichnungen farbig reproduzieren lassen will, da nur dadurch eine Menge von Einzelheiten der Profile sowie Feinheiten der Gesteinsstruktur und Tektonik deutlich wiederzugeben sind.

1. Die Schichtenfolge.

Zur Schichtenfolge und deren Bezeichnung will ich vorläufig nur folgendes hervorheben. Die obersten Mukronatenkreide läßt keine nennenswerten Unterschiede in ihrer Schichtenfolge erkennen. Sie enthält überall in gleichartiger Weise bankförmig Feuersteinknollen eingelagert, bildet also die obere Abteilung der Mukronatenkreide. DEECKE hat in seiner Geologie von Pommern Seite 85—117 eine so gründliche Beschreibung unserer weißen Schreibkreide geliefert, daß ich hier nur auf zwei bisher fragliche Punkte ihrer Stratigraphie eingehen möchte. Diese betreffen einerseits ihre Mächtigkeit und andererseits die Meerestiefe, in der sie zur Ablagerung kam.

Ihre Mächtigkeit war in Rügen selbst noch nicht festzustellen, da uns überall in Rügen nur die weiße Schreibkreide gleichartig entgegentritt, und auch eine Tiefbohrung in Saßnitz (Villa Wedekind) in 213 m Tiefe noch keine wesentliche Änderung ihres Gesteinscharakters ergab. Dazu kam, daß dieses Bohrloch nicht in den obersten Schichten der Kreide einsetzte, sondern daß diese an der betreffenden Stelle mit jüngstem Diluvium bedeckt war, und wir

danach mit einer starken glazialen Abtragung ihrer oberen Lagen zu rechnen haben. Diese beträgt an anderen Stellen 50—100 m. Das stratigraphische Verhältnis unserer Schreibkreide zu den älteren Schichten des Senons ist nun durch die überaus wichtige Tiefbohrung in Kopenhagen erfreulich geklärt worden⁴). Diese ergab:

0—	4 Fuß	Torf	Alluvium	
4—	34	„ Mergel, Sand und Kies	Diluvium	
34—	120	„ Saltholmskalk	Danien	
120—	923	„ Schreibkreide mit Flint	} Ob. Mukronaten- kreide	} Senon
923—	1700	„ Weißer Kalkstein ohne Flint		
1700—	2742	„ graue schiefrige Mergel nicht durchbohrt	} untere Mukro- natenkreide } Quadratenkreide	

Hiernach würde also unsere weiße Schreibkreide mit Feuersteinbänken in Kopenhagen ca. 270 m mächtig sein. Wir haben keinen Anlaß, für dieselbe Schicht in Rügen geringere Mächtigkeit anzunehmen, zumal die weiße Schreibkreide mit Feuersteinen weit nach Osten ausgedehnt war, und in Jasmund und Arkona trotz großer Verwerfungen nirgends eine untere Begrenzung erkennen läßt. Wenn DEECKE bei der oben erwähnten Bohrung in Saßnitz aus dem stratigraphischen Verhalten der Kreide nur auf eine Mächtigkeit von 200 m schloß, so war dies ein Mindestmaß, das wir nun nach den Resultaten der Kopenhagener Bohrung wohl richtiger auf ca. 300 m erhöhen.

Ihre Ablagerung dürfte in einer größeren Tiefe erfolgt sein, als DEECKE mit 400—500 m annahm⁵). Von den Sedimenten der heutigen Meere können wohl nach den neueren Ergebnissen der Tiefseeforschung zum Vergleich mit unserer weißen Kreide nur zwei Sedimente in näheren Betracht kommen.

Einerseits enthält der Kalkschlick tropischer und subtropischer Meeresbecken, der sich in größeren Tiefen, etwa zwischen 1000 und 3000 m absetzt, kohlen-sauren Kalk von 85—90 % und dabei auch zahlreiche Foraminiferen, daneben in geringem Maße kieselhaltige Reste von Organismen, vor allem Radiolarien und Schwämmen. Dieses Sediment findet sich auf der äußeren Grenze der Übergangszone

⁴) E. BONNESEN, O. B. BÖGGILD und J. P. RAVN: Carlsbergfondets Dybdeboring i Grøndalseng ved Kobenhavn 1894—1907 og dens videnskabelige Resultater. Kobenhavn 1913.

⁵) W. DEECKE: Geologie von Pommern. Seite 102. Gebr. Bornträger, Berlin.

zwischen den kontinentalen und echten Tiefseebildungen, an dem sogenannten Schelfrande, und wird von den Ozeanologen den tieferen hemipelagischen Sedimenten zugezählt⁶⁾. Andererseits finden wir ähnliche Kalke wie unsere Kreide in den eupelagischen, also echten Tiefseegebieten in den „epilophischen Sedimenten“ und zwar vor allem dem Globigerinenschlamm, dessen Ähnlichkeit mit Kreidekalken schon GÜMBEL begründete. Dieser Globigerinenschlamm, der so viele Beziehungen zu unserer weißen Schreibkreide zeigt, verteilte sich auf die Lotungen des Challenger in folgender Weise:

auf weniger als	1000 Faden	(1830 m)	entfielen nur	5 Lotungen
zwischen 1000 und	1500 „	(1830—2750 m):		13 „
„	1500 „	2000 „	(2750—3660 m):	35 „
„	2000 „	2500 „	(3660—4570 m):	49 „
auf mehr als	2500 „	(4570 m):		16 „

Das ergibt nach KRÜMMEL als Mittel eine Absatztiefe von 3660 m. Bemerkenswert ist nun aber bei diesen und späteren Messungen, daß der Kalkgehalt mit der Tiefe abnimmt, derart, daß zwischen 1000 und 4000 m etwa 60 bis 70 %, zwischen 4000 und 5000 m 62 bis 50 % kohlensaurer Kalk gefunden wurden. Der besonders große Gehalt unserer Schreibkreide an kohlensaurem Kalk (92—98 %) mag ja nach DEECKES Annahme durch Abtragung silurischer Kalke Schwedens beeinflußt sein, aber immerhin werden wir deshalb gegenüber den zahlreichen Beobachtungen der heutigen Ozeanographie für unsere Kreide keinen Ausnahmestand annehmen dürfen. Diese dürfte danach an die Grenze der hemipelagischen und eupelagischen Tiefseebildungen rücken, und wir werden als mittlere Wahrscheinlichkeit also etwa 1000—2000 m für die Absatztiefe unserer weißen Schreibkreide ausrechnen können.

Unsere Mukronatenkreide endet plötzlich ohne Fazieswechsel, so daß ich annehme, daß gegen Ende der Mukronatenzone eine schnelle Hebung des Bodens um seine vorgenannte Tiefe den einstigen Meeresgrund aus dem Wasser heraushob.

Das Danien, das auf Seeland durch ufernahe Meeresbildungen vertreten ist, fehlt hier vollständig, ebenso das Tertiär. Wir haben keinen Beleg für die herrschende Annahme, daß beide später abgetragen seien. Hätten sie

⁶⁾ Vgl. OTTO KRÜMMEL: Handbuch für Ozeanographie, Stuttgart 1907. Band I, Seite 107—187.

einst in größerer Masse die weiße Kreide bedeckt, so müßten sie entweder durch die Brandung eines vordiluvialen Meeres abgewaschen sein, oder durch das Eis gerade bis zur oberen Grenze des weichsten Gesteines — unserer Schreibkreide — abgetragen sein. Beides ist an sich unwahrscheinlich; auch müßten wir dann einerseits irgendwo nennenswerte Reste dieser früheren Bedeckung finden und andererseits größere Hobelwirkungen durch das erste Inlandeis antreffen. Da beides nicht der Fall ist, so scheint mir danach wahrscheinlicher, daß auf einer flachen gehobenen Kreideplatte hier keine größeren Ablagerungen erfolgten, und also in Danien und Tertiär ein Hiatus in der Schichtenfolge entstand.

Als unterste Diluvialschicht findet sich fast ungestört und konkordant der Kreide aufruhend der unterste Geschiebemergel, den ich mit M 1 bezeichne (dm 2 bei PHILIPPI, dm 1 bei KEILHACK). Er ist frei von Feuersteinknollen, zeigt an seiner Basis oft große Geschiebe und sendet nicht selten kleine blattförmige Hobelspäne in die unterlagernde Kreideoberfläche.

Die glatte Transgressionsfläche des untersten Geschiebemergels auf der Kreide ist schon von RUD. CREDNER und C. STRUCKMANN hervorgehoben worden. Ihre Bedeutung erhellt vor allem aus dem Gegensatz zu den Wirkungen, die das dritte Inlandeis auf den Untergrund später in demselben Gebiete ausübte. Während dieses den Untergrund in starker Weise aufwühlte und abhobelte, ist hier von Wirkungen auf den Untergrund nahezu nichts zu bemerken. Dieser Gegensatz ist nur daraus verständlich, daß jene Kreidefläche dem Vorrücken des ersten Eises keinerlei Hindernisse bot, während später beim Vorrücken der dritten Vereisung der Boden bereits tektonisch zerhackt war. Hier auf der Kreidefläche wird die Reibung am geringsten gewesen sein, wenn wir annehmen, daß sie schwach in der Richtung des Eisschübes also nach Südwesten geneigt war. Wir könnten daraus folgern, daß das Erhebungszentrum für die vertikalen Bewegungen unserer Gegend auch im Nordosten d. h. in Skandinavien lag und während dessen Vereisungen die größten Höhen erreichte.

In der Scholle 18 am Kollicker Bach ist der unterste Geschiebemergel etwa 10 m mächtig, 1,2 km südlich davon, bei den Schollen 12 und 11 verringert sich diese Mächtigkeit auf etwa 6—5 m; wieder etwa 1700 m südlich im Streifen 9 sinkt dieselbe auf etwa 5—4 m und an den

Wissower Klinten auf etwa 3 m. Im Streifen 5 sind nur noch 1,50 m, und diese geringe Stärke hält dann bis zum Streifen 3 am Hengst an. Dieselbe Stärke zeigt der unterste Mergel 2 km westsüdwestlich von Scholle 3 in dem alten v. HANSEMANNSCHEN Kreidebruch. Etwa 500 m südwärts dieser Linie an den Prinzenhäusern aber scheint nur ein Geschiebemergel des älteren Diluviums vorhanden zu sein. Dieser hat dort an mehreren Stellen die normale Mächtigkeit des zweiten und dürfte also mit diesem zu identifizieren sein. Falls diese noch nicht ganz aufgeklärten Verhältnisse am Steilufer bei Saßnitz richtig gedeutet sind, dann müßten wir mit der Möglichkeit rechnen, daß die Südgrenze des ersten baltischen Eisstromes unmittelbar nördlich von Saßnitz von Ostnordost nach Westsüdwest verlief. Da auch in Hamburg ein Äquivalent unseres untersten Mergels erbohrt zu sein scheint, in Mecklenburg aber nur

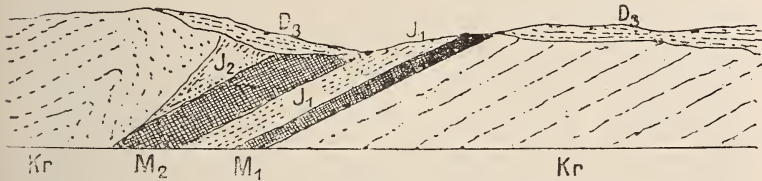


Fig. 3. Schematische Darstellung der Schichtenfolge in den Diluvialschollen, Kr obere Mukronatenkreide, M1 unterer, M2 zweiter, älterer Geschiebemergel, J1, J2 erstes und zweites Interglazial. D3 Sedimente der letzten Vereisung.

ein älterer Geschiebemergel nachweisbar ist, so würde die Grenze dieser ersten Vereisung von Saßnitz aus etwa in gleicher westsüdwestlicher Richtung verlaufen sein. Es wäre das eine Klärung von ganz außerordentlicher Bedeutung. Schon deshalb möchte ich vorläufig noch keine Verantwortung dafür übernehmen und meine Untersuchung in dieser Richtung erst noch weiter fortsetzen.

Die darüber liegenden Sandschichten, die nach Nordosten zu eine häufige Einlagerung von tonigen Absätzen zeigen, sehe ich als erstes Interglazial an, zumal ich darin keine Spur eines Oszillierens des Gletscherrandes bemerken konnte. Die tonigen Einlagerungen sind feingeschichtete Absätze aus stehenden oder mindestens sehr langsam fließenden Gewässern, die keinerlei Geschiebe enthalten. Feuersteine fehlen auch hier. In diesen untersten

Sanden fand STRUCKMANN⁷⁾ in dem Küsterschen Bruche in Saßnitz Pflanzen und Fischreste und jene bemerkenswerte Konchylienfauna, die uns noch mancherlei Rätsel aufgeben. Die Angaben jenes bewährten Geologen sind aber so genau, und die von ihm angeführte Schichtenfolge stimmt auch in ihren Mächtigkeiten so genau mit dem sogenannten normalen „dreiteiligen älteren Diluvium“ der Steilküste, daß an der Zuverlässigkeit seiner Angaben wohl nicht zu zweifeln ist. Zurzeit haben diese Schichten leider keine Fossilien mehr geliefert.

Diese Schicht habe ich als J 1 bezeichnet (ds bei PHILIPPI und KEILHACK). Ihre Mächtigkeit beträgt im Südosten bis zu den Wissower Klinten etwa 3—4 m, scheint aber weiter nördlich etwas zuzunehmen. Sie ist in den einzelnen Gebieten nicht so konstant wie die der Geschiebemergel.

Der zweite Geschiebemergel, M 2 (dm 1 bei PHILIPPI, dm 2 bei KEILHACK), ist da, wo er vollständig aufgeschlossen ist, mächtiger als der unterste. In den Schollen südwestlich der Wissower Klinten tritt dieser Unterschied besonders deutlich hervor, da hier, wie erwähnt, der unterste Geschiebemergel nur etwa 2 m mächtig ist, der zweite aber gewöhnlich 7—10 m Mächtigkeit erreicht. Wesentliche Unterschiede habe ich zwischen M 2 und M 1 nicht beobachtet und trage auch für Möen Bedenken, mich der Angabe HINTZES anzuschließen, daß der zweite Geschiebemergel im Gegensatz zu dem ersten Feuersteine führe. Ich habe solche in keinem der beiden älteren Geschiebemergel in typischen Knollen beobachtet und glaube auch, daß die Voraussetzungen für die Aufwühlung der Kreide fehlten, weil die älteren Vereisungen ohne Störung über die glatte Kreidefläche hinwegschritten und diese überdies durch die Absätze der ersten Eiszeit bedeckt waren. Nur in einem sekundären Merkmal weicht der zweite Geschiebemergel von dem ersten ab, indem er meistens tiefer gelblich entfärbt ist. Das mag wohl mit einer größeren Länge der zweiten Interglazialzeit zusammenhängen und ist jedenfalls in hohem Grade von lokalen Lagerungsverhältnissen abhängig.

Als zweites Interglazial J 2 (Ds 2 bei PHILIPPI und KEILHACK) bezeichne ich die sandigen und tonigen Absätze, die über M 2 in verschiedenen Schollen deutlich

⁷⁾ C. STRUCKMANN: Diese Zeitschrift Bd. 31 1879, S. 788.

aufgeschlossen sind. PHILIPPI gibt an, daß sie reich an Feuersteinen seien, und rechnet sie deshalb schon zu dem jüngsten Diluvium. Diese Angabe muß aber wohl auf unklare oder mißverständene Profile basiert sein. Wo die Schichtenfolge dieses zweiten Interglazials klar und frei von sekundären Beimengungen ist, fehlen Flintknollen genau so, wie in allen Schichten des älteren Diluviums; nur in kleinen Splittern finden sich zerriebene Feuersteinpartikeln, die wohl aus den älteren Grundmoränen entnommen sein mögen. Von organischen Resten fand ich in diesen Sanden lediglich Schmitzen verkohlter Pflanzenreste und einzelne größere Holzstücke, die aber noch näherer Untersuchung harren.

Zu wenig beachtet wurde bisher der durchgreifende Unterschied zwischen den Ablagerungen der beiden älteren und der jüngsten Eiszeit. Die beiden ersten Eiszeiten zeigten sowohl in ihren Anfuhr- wie in ihren Abfuhrsichten, wie ich diese kurz nennen will, ganz gleichartige Verhältnisse. Die Anfuhrschicht besteht in beiden Fällen aus einem in sich ganz einförmigen, ungeschichteten Geschiebemergel, die Abfuhrprodukte aus Kiesen, Sanden und tonigen Mergelsanden, die wohl mehrfach für eingelagerte dünne Geschiebemergel gehalten wurden, aber frei von größeren Geschieben und fein geschichtet sind. Es bildet sich nur gewöhnlich auf ihren Anschnitten im Steilufer durch Abschlämmung eine tonige Kruste, die auf weitere Entfernung den Eindruck ungeschichteter Geschiebemergel erweckt. Demgegenüber zeigen die Schichten der dritten Eiszeit fundamental abweichende Verhältnisse. Ein typischer Geschiebemergel, wie ihn die ersten Eiszeiten bildeten, fehlt anscheinend in unserem Gebiet. Ebenso fehlen die typischen Abfuhrprodukte der früheren Glazialzeiten, so daß sich hier im dritten Diluvium An- und Abfuhrprodukte zeitlich überhaupt kaum auseinanderhalten lassen.

Da nun das Eis in seinem An- und Abmarsch und ebenso seine Schmelzwässer die gleichen Eigenschaften behalten haben müssen, so kann der Gegensatz unserer Schichtbildungen doch wohl nur in den lokalen Verhältnissen des Untergrundes seine Erklärung finden. Dieser Gegensatz kann aber nur darin liegen, daß die ersten Vereisungen über eine ebene Fläche glätt und ohne Störungen hinwegschritten, während die letzte Vereisung in dem tektonisch zerhackten Schollenland auf starken Widerstand stieß, und diesen überwinden mußte. So entstanden durch Druck, Abrasion und

Auffüllung von Depressionen völlig andere Zustände, die naturgemäß in jeder einzelnen Schicht und Bank ihre Dokumente hinterlassen haben, soweit diese nicht nach der Einebnung durch spätere Erosionswirkungen wieder abgetragen wurden. Dabei kann es sich aber nur um lokale Abweichungen der Schichtenfolge handeln.

Mit der vorstehenden Auffassung unserer Schichtenfolge setze ich mich teilweise in Gegensatz zu den Auffassungen, die bisher üblich waren und von DEECKE in seiner Geologie von Pommern, Seite 173, über die Wirkungen der ersten Vereisung zusammengefaßt wurden. Er nimmt zwar auch an, daß das Inlandeis Pommern dreimal überflutete und die zweite Interglazialperiode eine Räumung des pommerschen Bodens vom Eis bedeutete, aber er fährt dann fort: „Wie Pommern in der Präglazialzeit ausgesehen hat, wissen wir nicht. Was an Höhen und Tiefen vorhanden war, ist durch die Inlandeisdecke abgehobelt und ausgeebnet. Ja wir haben bisher überhaupt keine wirklich präglazialen Schichten weder durch Bohrung noch in Aufschlüssen kennengelernt.“ „Auf Rügen liegt die Geschiebemergelbank der ältesten Vereisung unmittelbar ohne wesentliche Zwischenschichten fast konkordant auf der Kreide. Es ist anzunehmen, daß die vor dem heranrückenden Gletscher verlaufenden Schmelzwasser die pliocänen und altpleistocänen Ablagerungen stark angegriffen, durchfurcht, z. T. fortgeführt haben, und daß das Eis selbst den Rest bis auf das Tertiär hinab vernichtete, stellenweise auch dieses abtrug und seinen Schutt somit direkt auf den mesozoischen Untergrund legte.“ Diese ganze Auffassung scheint mir dem Bilde unserer dritten Glazialablagerungen entnommen zu sein, aber für die Rügener Sedimente der beiden ersten Vereisungen nicht zu passen. Auch Seite 280 macht DEECKE in dieser Hinsicht keinen Unterschied zwischen älteren und jüngeren Glazialablagerungen. Er sagt dort: „Als eine schwach gegen S geneigte durch Aufschüttung des jungen Tertiärs eingeebnete Fläche wird sich dies Gebiet den verschiedenen Eismassen dargestellt haben, die dann darüber hinwegglitten und durch Erosion und Glazialanhäufung das heutige Relief schufen.“

Wäre unsere Mukronatenkreide ein hartes Gestein, so wäre es allenfalls erklärlich, daß alle jüngeren Sedimente, die auf ihr lagerten, von dem Eis abgetragen wurden, wenn gleich man wohl auch dann hier und da noch Reste der früheren Bedeckung erwarten dürfte. Da die Schreibkreide

aber ein sehr weiches Gestein ist und z. B. vom Meerwasser leichter zerstört wird als selbst der Geschiebemergel, so ist nicht recht einzusehen, warum die glaziale Abtragung eines umfangreichen Gebietes immer bis auf die Oberfläche unserer Kreide gelangt sein sollte. Ebenso wäre bei starker Abtragung aufgelagerter Schichten auffällig, daß unsere obersten Kreideschichten immer ganz konkordant unter der Transgressionsfläche des Diluviums liegen. Wären so große Schichtenverbände auf ihnen gelagert gewesen und dann ungleichmäßig abgetragen worden, so wäre doch anzunehmen, daß die unterlagernden weichen Kreidebänke auch hier und da von der ebenflächigen Lagerung abwichen und nun an einzelnen Stellen schief angeschnitten wären. Auch das ist kaum nennenswert zu beobachten.

Weiter stehen meine Auffassungen der älteren diluvialen Schichtenfolge im Gegensatz zu den Angaben PHILIPPIS und KEILHACKS, insofern ich, wie gesagt, überall nur zwei, nirgends aber drei untere Geschiebemergel nachweisen kann, diese außerdem so scharf individualisiert sind, daß ich sie ohne jedes Bedenken als gesonderte Grundmoränen verschiedener Eiszeiten ansehen zu müssen glaube. Auch die Zwischensandschichten muß ich für echte interglaziale Absätze halten, da sie einerseits Fossilien enthalten und andererseits nicht durch Einlagerungen dünnerer Bänke von Geschiebemergeln unterbrochen werden. Die letzteren erwiesen sich, soweit ich sie näher untersuchen konnte, als feingeschichtete tonige Einlagerungen, die nur im Profil durch eine Kruste übergeflossenen Tones den Eindruck von Geschiebemergeln hervorriefen.

Betreffs der Bezeichnung der beiden unteren Geschiebemergel sagt KEILHACK l. c. pag. 117, daß er sich deren Benennung bei PHILIPPI anschliesse, indem er den untersten Geschiebemergel dm 1, den zweiten dm 2 nennt. Hier muß ihm indes ein Irrtum untergelaufen sein, da PHILIPPI l. c. Seite 9 und entsprechend in den Einzelbeschreibungen gerade umgekehrt den untersten Mergel als dm 2, den darüber liegenden, ebenfalls noch dem unteren Diluvium angehörigen als dm 1 bezeichnet. Daß diese an sich ja sonderbare Benennung aber nicht auf einem Druckfehler PHILIPPIS beruht, geht aus seinen Beschreibungen der zahlreichen Profile hervor. Da KEILHACK auch bei diesen die PHILIPPISCHEN beiden Mergel, wie z. B. in dem wichtigen Streifen 5, verwechselt, so entstehen Mißverständnisse, durch die der

Leser bei den einzelnen Beschreibungen verwirrt wird. Ein dritter älterer Geschiebemergel existiert nicht; er gehört in den behandelten Aufschlüssen dem Gegenflügel eingefalteter Schollen an. Unter diesen Umständen schien eine Änderung in der Bezeichnung unserer diluvialen Schichtenfolge angebracht, die aus nachstehender Tabelle ersichtlich wird. Die Absätze der dritten und für unser Gebiet letzten Eiszeit habe ich mit D3 deshalb indifferent bezeichnen wollen, weil sich in unserem Ufergebiet Geschiebemergel und glaziale Abfuhrschichten nicht klar auseinandertreten lassen. Ich werde auf die Beurteilung dieser Sedimente später zurückkommen. Hier sei nur bemerkt, daß D3 mergelige, tonige und sandige Schichten umfaßt und vor allem durch den reichen Gehalt an Kreide und Feuersteinen ausgezeichnet ist.

	PHILIPPI	KEILHACK	JAEKEL	
Alluvium			All.	
Oberstes Diluvium . . .	{ ds 1 Sand dm Mergel	b) { dg Kies ds Sand dm Mergel	{ D3	} post- prae- tektonische Sedimente
Zweites Interglazial . . .	ds 2	ds 2	J2	
Zweiter Geschiebemergel	dm 1	dm 2	M2	
Erstes Interglazial . . .	ds	a) { dt Tone ds 1 Sande	J1	
Erster Geschiebemergel .	dm 2	dm 1	M1	
Senone Mukronatenkreide	CSO	„Kreide“	Kr.	

2. Die Numerierung der Schollen.

Eine klärende Bezeichnung der einzelnen Schollen des Steilufers hatte PHILIPPI eingeleitet, insofern er die von ihm beschriebenen Aufschlüsse am Steilufer zwischen Saßnitz und Stubbenkammer als „Profile“ mit festen Nummern versah. KEILHACK hat dann die Aufschlüsse des älteren Diluviums im Steilufer als Streifen bezeichnet und mit den Nummern 1—25 fortlaufend numeriert. Da er deren Zahlen durch seine kartographische Darstellung des Ufers praktisch festgelegt hat, will ich an diesen Zahlen festhalten, obwohl nicht zu leugnen ist, daß die Numerierung an verschiedenen Stellen einer Änderung bedürfte und tektonisch auch nicht auf die isolierten Reste der ursprünglichen Decke altdiluvialer Schichten basiert sein sollte, sondern auf die tragenden Blöcke der senonen Schreibkreide. Indem ich aber die KEILHACKSchen arabischen Zahlen für die einzelnen Diluvialschollen übernehme, ist eine gewisse Erweiterung seiner Zahlen nicht zu umgehen. Einerseits liegen bisweilen

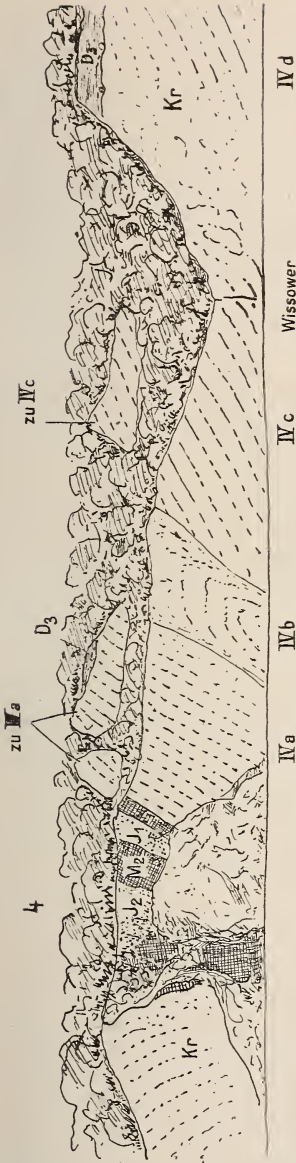


Fig. 4. Die Bezeichnung der Kreideschollen zwischen zwei Diluvialschollen.

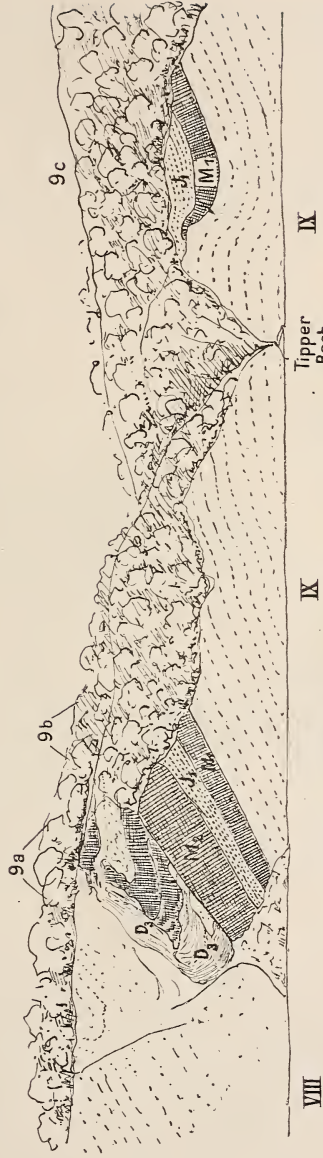


Fig. 5. Verschiedene Diluvialschollen (9a—9c) auf einem Kreideblock.

mehrere Diluvialschollen auf einer tektonisch einheitlichen Kreideunterlage wie z. B. in Fig. 5, ohne daß der tektonische Zusammenhang derselben erweisbar wäre. In solchem Falle

werde ich diese Diluvialschollen z. B. als Scholle 9 a, 9 b und 9 c bezeichnen. Andererseits kann die Kreidemasse, die zwischen zwei aufeinander folgenden Diluvialschollen liegt, tektonisch in verschiedene Blöcke gesondert sein, wie z. B. zwischen den Schollen 4 und 5. Dann ist also eine gesonderte Numerierung der Diluvial- und Kreideschollen angebracht. Um aber auch hierin die eingeführten Nummern beizubehalten, habe ich die gesamte Kreidepartie zwischen zwei Diluvialschollen mit den entsprechenden Nummern wie die Diluvialschollen, aber mit lateinischen Zahlen versehen, derart, daß z. B. die Diluvialscholle 7 durch die Kreidepartie VII unterlagert ist. Besteht diese Kreidepartie aus mehreren gesonderten Schollen, so werde ich diese mit den Buchstaben des kleinen Alphabets, also z. B. VIIa, b versehen. Das mag durch die beistehenden Figuren 4 und 5 anschaulich werden.

3. Die Struktur der Schollen.

Zur Klarstellung der tektonischen Verhältnisse, die bei der Bildung unserer Diluvialschollen walteten, schien es mir vor allem nötig, einige instruktive Aufschlüsse möglichst genau zu untersuchen. Das war bisher nirgends geschehen. Die Angaben aller Autoren beschränkten sich auf Abbildungen und kurze Deutungen der oberflächlich sichtbaren Schichtenfolge und suchten diese auf ein einfaches Schema zurückzuführen. Hierbei blieben aber viele Einzelprobleme ungelöst, und die Tatsache, daß dabei auch über das Wesen der tektonischen Vorgänge keine Klärung erzielt wurde, beweist am besten, wie notwendig genauere Unterlagen für unsere Beurteilung waren.

Scholle 4.

(PHILIPPIS Profil 6, KEILHACKS Streifen 4)

Nördlich der Mündung des Lenzer Baches, weithin sichtbar am Nordostende des Gackower Ufers ist eine Diluvialscholle von etwa 50 m Breite steil zwischen den Kreideschichten eingeschaltet. PHILIPPI beschrieb sie 1905 als neuen Aufschluß, indem er von Südwest nach Nordost Geschiebemergel, Sande und wieder Geschiebemergel angab und hervorhob, daß der Südwestflügel steil nach Norden, der Nordostflügel etwas flacher mit 70° nach Süden ein-falle. PHILIPPI glaubte also offenbar den Bau dieser Scholle auf den „normalen dreiteiligen“ Keil zurückführen zu können,

der als einfachste und auffallendste Art der Einlagerung des Diluviums am Steilufer zur Schablone der bisherigen Profile geworden war. Aber die Dinge lagen hier wesentlich anders. Schon KEILHACK gab an, daß nicht zwei, sondern „drei ältere Geschiebemergel“ vorhanden seien, und kam — auch noch in der Vorstellung, daß es sich hier um einen einfachen Streifen handle — zu der Annahme, daß hier drei ältere Geschiebemergel konkordant aufeinander folgten. Durch diese letztere Angabe erhielt dieser Aufschluß eine

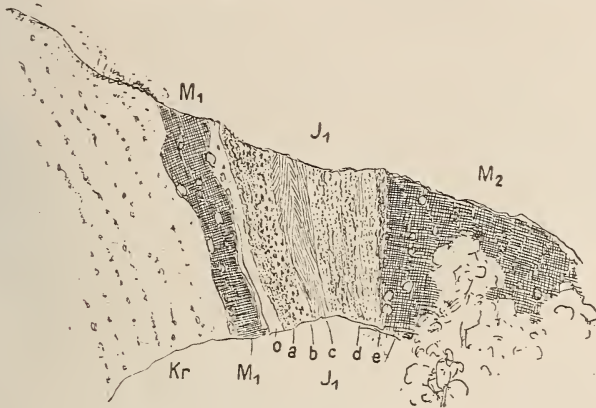


Fig. 6. Der südwestliche hangende Flügel der Scholle 4 nördlich des Lenzer Baches. M 1 ältester Geschiebemergel, J 1. erstes Interglazial, M 2 zweiter Geschiebemergel. Das Profil schneidet die Sandschichten J 1 bogig an, so daß dadurch ihre natürliche Mächtigkeit verstärkt erscheint.

sehr große Bedeutung, denn wenn hier tatsächlich drei ältere Geschiebemergel vorhanden wären, so würde damit die Schichtenfolge unserer diluvialen Vereisungen um ein ganz neues Glied bereichert worden sein.

Es scheint, daß dieser Aufschluß auch in seinem oberen Teil erst allmählich durch Abbrüche klarer geworden ist, und daß sich daraus die Meinungsverschiedenheit beider Autoren und ihre Abweichung von den jetzt klar vorliegenden Verhältnissen erklärt. Ich habe wenigstens schon in früheren Jahren mehrfach Nachsackungen in dem großen Schuttkegel dieser Scholle beobachtet; besonders klärend aber wurde ein solcher Nachbruch an der südlichen Seite der Scholle, der sich im Winter 1914 vollzogen hatte und der den Südflügel der Scholle fast ebenso klarstellte wie dessen länger bekannten Nordflügel.

Man sieht hier, wie Fig. 6 zeigt, den schon von PHILIPPI bemerkten Geschiebemergel an der Südseite, der steil unter die Kreide einfällt, etwa ebenso mächtig wie den Geschiebe-

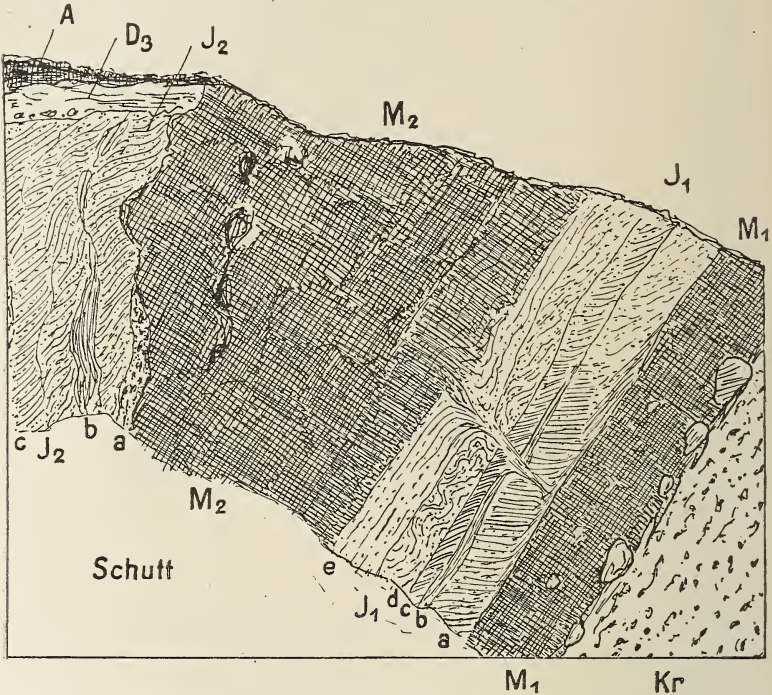


Fig. 7. Der östliche liegende Flügel der Diluvialscholle 4 nördlich des Lenzer Baches. M 1 ältester Geschiebemergel, J 1 erstes Interglazial, M 2 zweiter Geschiebemergel. Die Oberfläche von M 1 ist in breiter Fläche freigelegt, da die lockeren Sande von J 1 großenteils absanken.

mergel M 1 des Nordflügels (vgl. Fig. 7). Rechts von ihm folgten Sande 2,10 m mächtig mit nachstehendem Profil:

M 2

- e) eisenschüssiger Sand 0,15 m
- d) feiner grauer Sand 1 m
- c) wechschichtiger eisenschüssiger Sand 0,45 m
- b) feiner Kies 0,30 m
- a) feiner Sand 0,20 m

M 1

Danach folgt ein mächtiger Geschiebemergel, der als Rücken bis zum Ufer herantritt und aufwärts unter Gebüsch

und einzelnen verkrüppelten Bäumen fast bis zur Oberkante des Steilufers zu verfolgen ist. Dieser Mergel kann seiner Farbe und Mächtigkeit nach nur der zweite Geschiebemergel M 2 sein, der auf dem nördlichen Flügel der Scholle oben am Steilhang heraustritt, dort allerdings in seinen obersten Partien durch glaziale Stauchungen und dadurch verstärkte Verwitterung etwas modifiziert ist. (Fig. 7.)

Wenn es schon nach diesen stratigraphischen Verhältnissen kaum zweifelhaft sein konnte, daß hier eine muldenförmige Lagerung der Diluvialschichten vorliegen muß, so

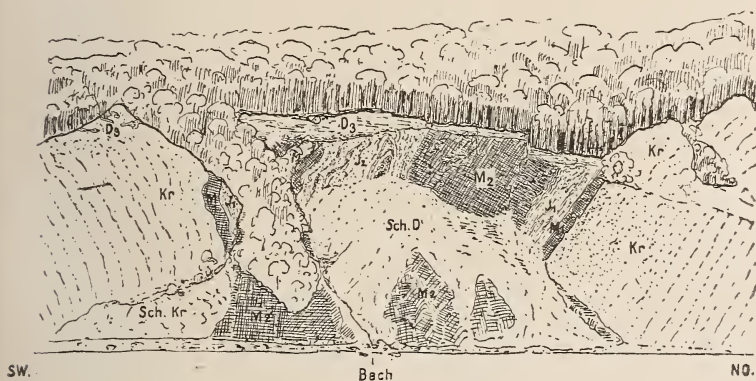


Fig. 8. Die Scholle 4 vom Meere aus gesehen. Rechts der liegende Flügel auf der normal einfallenden Kreide mit derselben Schichtenfolge wie in Fig. 6, über M 2 aber mit den gestauten Sandschichten des zweiten Interglazials im Muldenkern. Links daran anschließend wieder M 2, das oben verstimmt und in mittlerer Höhe bewachsen ist, dann J 1 und M 1 an der hangenden stark gestörten Kreidescholle III, vor der Schutt von abgestürzten Kridemassen liegt. Die ganze Schutthalte tritt in 70 m Breite an das Meer.

wird das völlig zur Gewißheit, wenn wir uns die beiderseitigen Schichtenfolgen im Gesamtbild dieser Diluvialscholle vor Augen halten. (Fig. 8).

Die regelmäßige auf der Kreide gelagerte Schichtenfolge des nördlichen Flügels ist im rechten Teile des Bildes oben am Hange deutlich aufgeschlossen und führt über M 1, J 1, M 2 zu sandigen Schichten, die unmittelbar unter der oberen Steilkante über der Mitte des großen Schuttkegels die Mitte der ganzen Scholle einnehmen. (Fig. 7.)

Das erste Interglazial J 1 zeigte folgendes Profil:

M 2

- e) tonige Sande 0,70 m
- d) gefältelte Sandschichten 0,60 m
- c) wechselschichtige Sande 0,30 m
- b) horizontal geschichtete Sande 0,25 m
- a) wechselschichtige Sande 0,80 m

M 1

Über J 2 folgt wie gesagt Mergel (M 2), der bis zum Ufer herunterstreicht, darüber Sande (J 1) und Mergel (M 1), die wieder von der Kreide hangend überlagert sind. Die genannten Sande in der Mitte der beiderseitigen Schichtenfolge liegen also im Muldenkern als jüngstes Glied der tektonisch eingeschalteten Diluvialscholle. Wir haben hier also ein echtes J 2 und müssen annehmen, daß es wie die ganze Schichtenfolge von beiden Seiten zusammengefaltet ist, also beide Flügel dieser Schicht enthält. Auf der rechten Seite ist ihr Anschluß an M 2 in konkordanter Folge klar zu übersehen, da hier die Sande über den Mergeln ebenfalls mit etwa 70° südwestlich einfallen. Auf der linken Seite endet ihre Folge aber vor dem Mergel des Gegenflügels mit einem sehr steilen Erosionseinschnitt, in dem es mir zunächst nicht möglich war, die Schichten klar zu stellen. Eigentümlich und zunächst verwirrend ist innerhalb dieser Sandschichten eine aufragende Falte violett gefärbter wechselschichtiger Sande zwischen braunen tonigen Sanden im obersten Teile des Aufschlusses. Durch ihre intensive Färbung tritt diese Schleife schon von weitem deutlich hervor. Würde nun unsere Mulde eine einfache in allen Teilen schematisch gebaute Synklinale sein, so müßte man erwarten, daß jene Falte in den Sanden des Muldenkerns ebenfalls eine Synklinale bildete und also nach oben geöffnet wäre. Das ist nun aber nicht der Fall; sie erscheint, wie Fig. 9 zeigt, vielmehr als Antiklinale und stört damit scheinbar unsere Konstruktion der ganzen Scholle.

Es war mir bisher nur möglich, die Basis dieser Schleife bis in eine Tiefe von etwa 1,5 m aufzudecken. Dort zeigte sich eine Umbiegung der ganzen Einlagerung nach links. Weiter konnte ich diesen Aufschluß zunächst nicht klar stellen, fand aber inzwischen in dem künstlichen Aufschluß des Muldenkerns der Scholle 5 (Taf. V) ähnliche Aufpressungen, so daß wir diese Erscheinung auch hier

als eine lokale und sekundäre Bildung betrachten können. Ich werde auf das Wesen dieser Stauchungserscheinungen bei Scholle 5 und bei allgemeineren Betrachtungen über

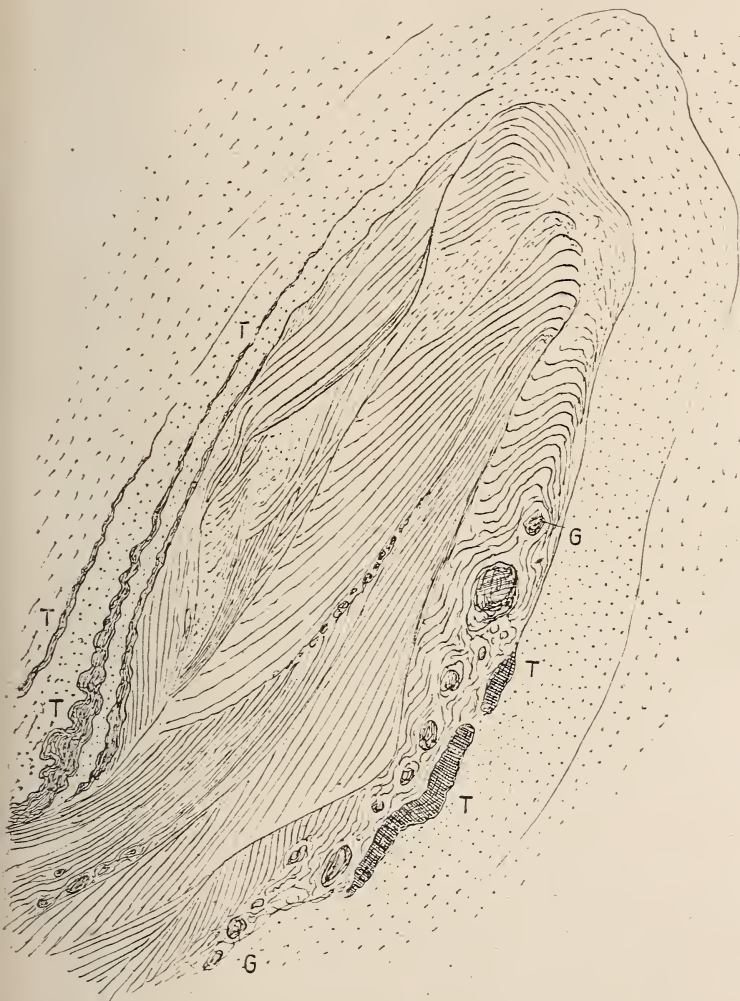


Fig. 9. Eine Aufpressungsfalte in den Sandschichten des Muldenkerns der Scholle 4.

das Wesen unserer tektonischen Erscheinungen näher eingehen. Hier wollte ich jene auffallende Bildung nur erwähnen, da sie, wie gesagt, auf den ersten Blick gegen meine tektonische Auffassung der Scholle sprechen könnte.

Daß es sich hier nur um oberflächliche Stauchungen handelt, ergibt sich auch daraus, daß weiter unten innerhalb des Schuttkegels diese Sande im Muldenkern flach und regelmäßiger gelagert sind. Hier hat ein kleiner Bachriß wechsellagerte Bänke dieser Sande angeschnitten, deren Streichen zwar bei ihrer Wechsellagerung nicht genau anzugeben ist, die aber doch im ganzen dem Muldenkern normal eingelagert erscheinen.

Im übrigen aber glaube ich, daß der hangende südliche Flügel der Mulde bei seiner Aufrichtung und Überkippung seinen regelmäßigen Zusammenhang mit dem liegenden Flügel verloren hat, und gegen ihn an einem Bruche verrutscht ist. Dafür spricht auch der Umstand, daß in dem obengenannten Bachriß die anscheinend horizontal liegenden Sande des Muldenkerns scharf an dem Mergelrücken von M 2 des hangenden Flügels anstoßen.

In den Zeichnungen Fig. 10 u. 11 habe ich unsere Scholle 4 schematisch rekonstruiert und zwar in Fig. 10 im Profil in Seitenansicht, und in Fig. 11 in Vertikalprojektion. Fig. 10 zeigt somit das Einfallen der beiden Flügel (Schenkel), Fig. 11 das Streichen der Schichten in beiden Flügeln. Es ergibt sich daraus, daß das Fallen und Streichen des liegenden Flügels in geraden Linien also ebenflächig erfolgt, wie das in gleicher Weise auch für die liegende Kreide gilt, während der linke westliche Flügel sowohl im Fallen wie im Streichen konvex gebogen ist. Hiernach ist die Überschiebungsfäche der Kreide offenbar nicht ebenflächig, sondern diese bedeckt die Diluvialscholle so, daß ihre Berührungsfläche an das Diluvium oben stärker gestört ist, und daß die Scholle in ihrem Streichen nach dem Meere zu bogig abgeschnitten zu sein scheint. (Fig. 11.)

Wie aber auch die beiden Flügel der Mulde zueinander gelagert sein mögen, in jedem Falle handelt es sich hier um eine doppelseitige Schichtenfolge, die sich dem tektonischen Begriff einer Synklinale unterordnet. Damit erledigt sich auch die Annahme KEILHACKS, daß hier ein dritter unterer Geschiebemergel vorhanden sei. Auch dieses Profil zeigt rechts wie links nur zwei ältere Geschiebemergel und ebenso diesen aufgelagert zwei interglaziale Sandschichten. Die jüngeren derselben haben an der Störung und Einkeilung Anteil genommen, sind also „prätektonisch“, wie ich das kurz bezeichnen will und später näher erläutern werde.

Auf der Scholle 4 sind oben diskordant und also „post-tektonisch“ kreidereiche Kies- und Mergelbänke der jün-

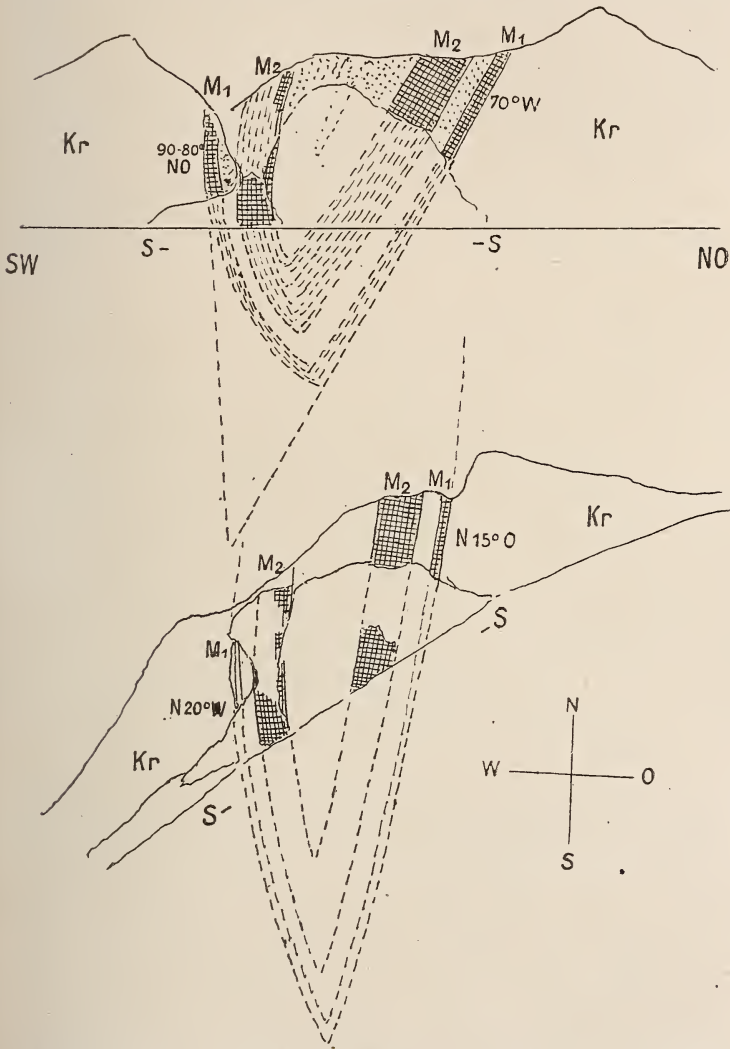


Fig. 10. Schematische Konstruktion der Scholle 4 im Profil, darunter Fig. 11 in Vertikalprojektion.

geren Eiszeit abgelagert. Durch diese sind auch an der nordöstlichen Stoßseite die eingefalteten Diluvialschichten oberflächlich gestaut worden.

Der Kreideblock, der das Liegende dieser Scholle 4 bildet, weist sehr bemerkenswerte Unregelmäßigkeiten auf. Die beiden Brüche, die etwa 60 m nördlich im Steilrand am Ufer seit längerer Zeit sichtbar sind, wurden schon von PHILIPPI beschrieben und von KEILHACK kartiert. Sie zeigen folgendes Bild (Fig. 12), das für die Plastizität des Kreidegesteins und die Verschiebung seiner Bruchstücke typische Kennzeichen abgibt.

Der durch die beiden annähernd parallelen Brüche abgegrenzte Kreideblock ist sehr stark zusammengestaut und zeigt dabei nahe über einem Sattel eine liegende Mulde,

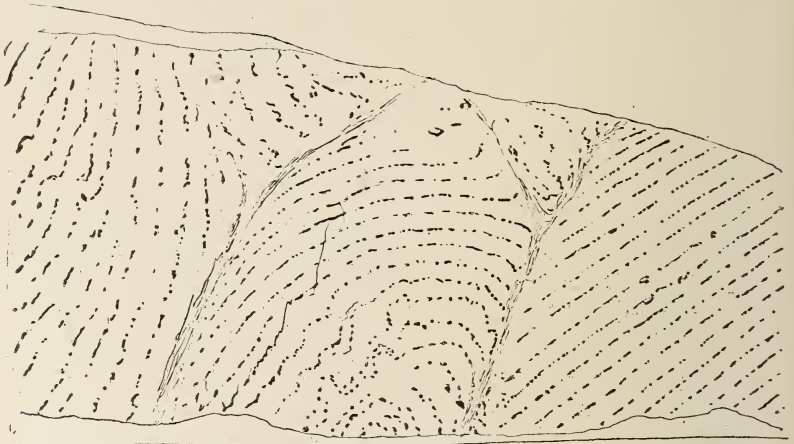


Fig. 12. Die Zwillingsbrüche an der Südwand des „Wissower Ort“.

als sprechenden Beweis für die Nachgiebigkeit der Kreide, die aber trotzdem ihren schichtigen Zusammenhang beibehält. Die Absonderung dieses Blockes von dem Nachbargestein beruht aber nicht auf einer einfachen Herauslösung derselben aus einer sonst gleichförmig gelagerten Masse, sondern der linke Block in der Figur 12 zeigt eine starke Aufrichtung, die ihn auch dem rechten Block gegenüber tektonisch scharf abhebt. Als tektonische Unterlage von Scholle 4 können wir also nur den linken Block ansehen. In welchem Verhältnis die beiden anderen zu ihm stehen, ist aus diesem Profil nicht zu ermitteln.

Aber auch der rechte Block, den wir am Ufer nordwärts verfolgen können, zeigt kein tektonisch einfaches Bild. Unmittelbar nördlich der vorspringenden Ecke des „Wissower Ort“ sind die Flintbänke steil aufgerichtet und bilden hier

eine Platte, die gegenwärtig als steiles Oval angeschnitten ist. Bei niedrigem Wasserstande und besonders ruhiger See beobachtete ich am 25. September 1916 deutlich, wie unter Wasser die südlich der Ecke nordwärts streichenden Flintbänke nördlich von der Ecke ostwärts umbiegen. (Fig. 13.)

Verfolgt man das nun aufgerichtete Schichtensystem weiter am Strande, so zeigt sich schon etwa 40 m nordwärts wieder eine Störung der Flintbänke, eine weitere folgt vor der nächsten Ecke (Fig. 14), eine weitere nördlich der-



Fig. 13. Die Umbiegung der Flintbänke am Wissower Ort unter Wasser von oben gesehen. St obere Steilkante, Kr Kreidehang, Fl Flintbänke, G große Geschiebe, Tg Tangrasen.



Fig. 14. Stauchung der Kreideschichten an der Ecke südlich der Scholle 5. Die einzelnen Flintknollen zeigen die Biegung der Schichten in allen Einzelheiten an.

selben, hoch oben an der Steilwand etwa 80 m südlich der nächsten Diluvialscholle 5 an der Mündung des Wissower Baches. Das sind also zusammen fünf Störungen zwischen den Diluvialschollen 4 und 5.

Scholle 5.

(Profil 7 PHILIPPIS, Streifen 5 KEILHACKS.)

An der Mündung des Wissower Baches ist eine Diluvialscholle von ca. 170 m Länge vortrefflich aufgeschlossen. Gegenüber der Annahme PHILIPPIS und KEILHACKS, daß auch hier eine einfache Folge zweier Geschiebemergel und einer zwischengelagerten Sandschicht vorliege, kehrt die Schichtenfolge, die sich am Ufer zeigte, westlich am Steilhang als Gegenflügel in umgekehrter Folge wieder. Es liegt also auch hier eine echte Mulde vor, nur ist deren Westflügel nicht nur steil aufgerichtet, wie in Scholle 4, sondern im mittleren Teil der Scholle direkt übergekippt. Schon vom Meere her in weiter Entfernung erscheint dieser Aufschluß als der großartigste am ganzen Steilufer, er ist es aber vor allem deswegen, weil er in allen Teilen gut übersehbar und größtenteils auch zugänglich ist. In seiner Mitte wird er von dem Wissower Bach durchschnitten, der im oberen Teil der Scholle eine karartige Kesselbildung durchfließt. Sie ist in Fig. 15 als Zirkus bezeichnet.

In diesem Aufschluß wird das Streichen der Diluvialschichten und ihre Auflagerung auf der liegenden Kreide besonders klar, weil sein nordöstlicher Teil in der Steilwand von mehreren Rinnen angeschnitten wird. Diese bilden, wenn man sich dem Aufschluß vom Süden her am Ufer nähert, kulissenartig vorspringende Rücken (Fig. 16), deren jeder das charakteristische Profil der liegenden Flügel mit ihrer konkordanten Schichtenfolge Kr, M 1, J 1, M 2, J 2 sehr klar erkennen läßt.

Dieses Bild (Fig. 16) zeigt auch klar die Lagerung des hängenden Westflügels, von dem unten am Süden des Aufschlusses am Wasser M 1, J 1 mit einer dickeren und einer dünneren Tonbank und M 2 aufgeschlossen sind. M 1, das bis ins Meer mit einem Streichen von N—50—W zu verfolgen ist, erreicht hier eine Mächtigkeit von 1,50 m, die auf einer Strecke von etwa 10 m sich völlig gleich bleibt. Dieser Teil des Profils muß übrigens schon lange in gleicher Weise aufgeschlossen sein, da eine Angabe von DEECKE

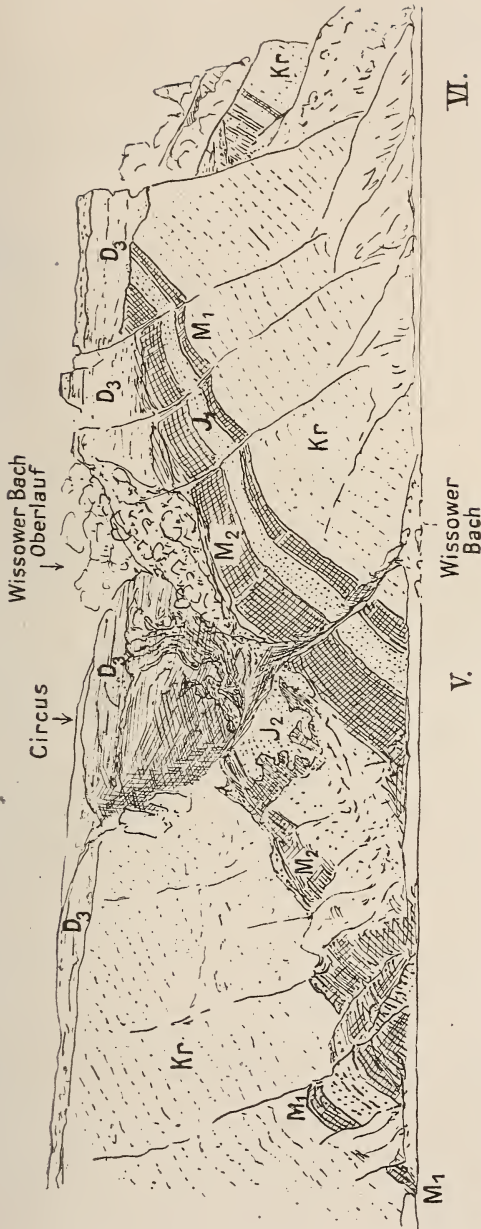


Fig: 15. Die Diluvialscholle 5 am Wissower Bach vom Meere aus gesehen, rechts nordöstlich der normale liegende, links südwestlich der überkippte hangende Flügel; in der Mitte der Zirkus, der von dem Wissower Bach durchflossen wird. Rechts im Bilde die Scholle 6, darüber die kleine Wissower Klinte.

VI.

V.

über diesen Aufschluß sich wohl nur auf diese Bank M 1 unseres hangenden Flügels beziehen kann.

Die Klarheit und tektonische Bedeutung dieses ganzen Aufschlusses ließ es besonders wünschenswert erscheinen, hier den Charakter der Mulde einwandfrei nachzuweisen. Das konnte nur geschehen, wenn der innere Zusammenhang beider Flügel (Schenkel) der Mulde erwiesen werden konnte. Nach längeren Vorarbeiten gelang es mir schließlich, mit Hilfe eines vortrefflichen Kletterers, des Herrn Kunstakademikers ARSTE aus Bremen, die Schichten des Muldenkerns südlich des Baches so weit aufzudecken, daß darin nicht nur der Zusammenhang der beiden Flügel des zweiten Geschiebemergels (M 2) tatsächlich festgestellt, sondern auch im Muldenkern außerordentlich bemerkenswerte Stauchungen und Faltungen des zweiten Interglazials J 2 erkennbar wurden. (Taf. V.)

Ich habe dieses Profil von ungefähr 30 m Breite und 13 m Höhe mit allen Einzelheiten im Maßstabe von 1:10 gezeichnet und glaube mich für die Richtigkeit jeden Zentimeters desselben verbürgen zu können. Taf. V gibt nur in großen Zügen die wesentlichen Punkte dieses Profils wieder, das, wie gesagt, der späteren Abhandlung in größerer farbiger Reproduktion beigelegt werden soll.

Dieses Profil läßt zunächst klar erkennen, daß der zweite Geschiebemergel (M 2), der außen am Ufer (vgl. Fig. 15 und 16) dem ersten Interglazial (J 1), dem unteren Geschiebemergel (M 1) und der liegenden Kreide konkordant aufgelagert ist, in unmittelbarem Zusammenhange steht mit den Geschiebemergel-Partien, die oben am Steilhang die hangende Kreide unterlagern und dem Westflügel der Mulde angehören. Über diesem Mergel liegt nun wie in dem Profil der Scholle 4 eine Schichtenfolge von Sanden und tonigen Sanden. Die ersteren zeigen vielfach fluviatile Wechschichtung und enthielten an zwei Stellen Einlagerungen kohligter Schmitzen und braun verkohlter Bruchstücke von Holz, die noch näher untersucht werden sollen. Wenn auch die Holzstücke einen kürzeren Transport ausgehalten haben können, so dürften die kohligten Schmitzen doch jedenfalls von Pflanzen herrühren, die in der unmittelbaren Nähe ihrer gegenwärtigen Ablagerungsstelle angesiedelt waren. Die tonigen Sande sind grünlich gelbgrau gefärbt, sehr feinkörnig, fein gebändert und offenbar als Absätze kleiner stehender Gewässer anzusehen. Ihre Ausdehnung dürfte meist nur 10—50 m betragen haben, da sie

sich schnell auskeilen und in benachbarten Profilen nicht wiederkehren. Ihre Plastizität ist offenbar von großem Einfluß auf die späteren Schicksale der Sandbänke gewesen. Diese Sande und Tone sind ebenso wie in der Scholle 4 als zweites Interglazial (J 2) aufzufassen und sie haben an den tektonischen Störungen des älteren Diluviums An-

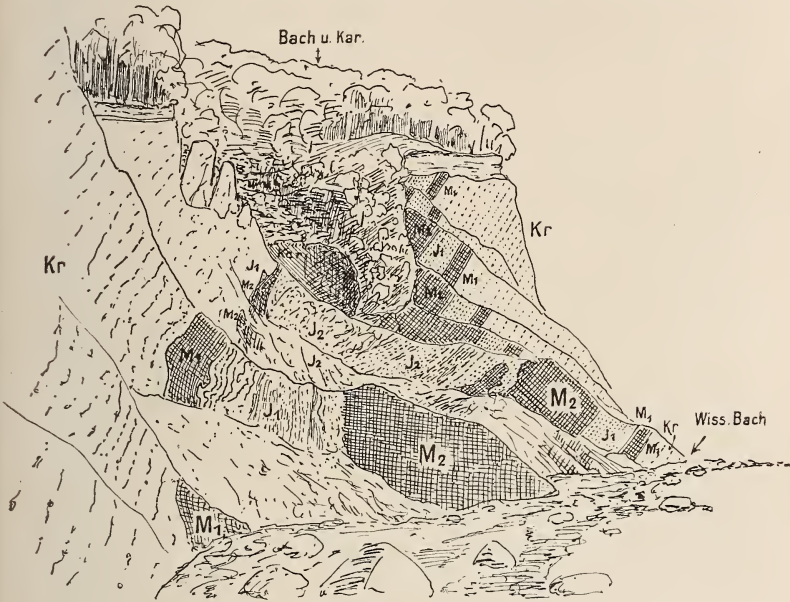


Fig. 16. Die Scholle 5 von Süden her am Ufer gesehen, im Vordergrund links der hangende Westflügel mit M 1, J 1 und M 2, dahinter in mehreren Kulissen angeschnitten der liegende Ostflügel. In der Mitte das Südufer des Baches, dessen Muldenkern J 2 künstlich aufgedeckt und in Taf. V dargestellt ist.

teil genommen, gehören also dem prätektonischen Schichtensystem an.

Die Oberfläche des Geschiebemergels (M 2) ist nun in dem sichtbaren Raum von etwa 24 m zu fünf Falten aufgestaut, deren Höhe und Umkipfung nach rechts, also nach Nordosten zunimmt. Da sie damit der Stoßrichtung des Inlandeises entgegengestellt sind, ist es ganz ausgeschlossen, daß sie irgendwie mit glazialem Druck in Zusammenhang zu bringen sind. Ein Blick auf das Profil läßt auch keinen Zweifel darüber, daß der Druck der überhängenden Kreide diese Faltungen hervorgerufen hat. Gerade hier hängt die

Kreide am Hange stark über und ist im brüchigen Absinken, so daß sich einzelne Klippen von der Kreidewand gelöst haben und offenbar in absinkender Bewegung sind. Inwieweit nun die Falten durch diesen gegenwärtigen Druck beeinflußt sind, wird schwer zu entscheiden sein, doch möchte ich für wahrscheinlich halten, daß dadurch nur die unmittelbar unter den Klippen gelegenen Partien des Profils stärker gepreßt sind, daß sich dieser Druck aber nicht auf die äußeren rechts gelegenen Teile erstrecken konnte, zumal diese innerhalb eines am Südufer des Wissower Baches vorspringenden Rückens gelegen sind und innerhalb dieses, in der Richtung des gegenwärtigen Druckes gelegenen steilen Dammes niemals die vorliegende Faltung erlangt haben könnten. Wir müssen also damit rechnen, daß Preßfalten in dem Muldenkern der Scholle 5 vorhanden waren, und können nur annehmen, daß die links im Bilde gelegenen Teile nachträglich durch auflastenden Seitendruck noch verstärkt wurden.

Diese Falten greifen nun tief in die daraufliegenden Sande und Tone von J 2 ein und es ist überaus belehrend, das gegenseitige Verhalten der Mergel, Sande und Tone im einzelnen zu beobachten. Das wird aber erst in meiner späteren Arbeit an der Hand farbiger Reproduktion meines großen Profils möglich sein. Hier möchte ich nur noch auf zwei Punkte hinweisen.

Besonders interessant ist links im oberen Teile des Muldenkerns eine bogige Einschaltung weißer Kreide, die für sich mit darauf liegenden Sanden und Tonen und mit unterlagernden gemischten Geröllmassen (Feuersteine mit nordischen Geschieben) eine besondere kleine Mulde bildet. Denkt man sich diese Schichten wieder in ursprünglicher Lagerung, so erhalten wir unterhalb des Hanges von Kreide, der Partien des zweiten Geschiebemergels anhaften, zu unterst eine Geröllschicht ausgebreitet, die sich durch ihren Reichtum an Feuersteinen als Gehängeschutt unter einem Kreidehang darstellt. Damit steht im besten Einklang die darüber liegende Lage abgeschlammter Kreide. Auch diese muß von einem Kreidehang stammen und wird sich wohl in so weicher oder nasser Form abgelagert haben, daß die Feuersteine und Geschiebe, die auf ihr zur Ablagerung kamen, bis an ihren Boden durchsanken, während die später aufgeschwemmten Tone und Sande auf ihr liegen blieben. Diese Einlagerung in den Muldenkern scheint mir klar zu beweisen, daß sich über der Scholle 5 zeitweise eine hohe

Kreidewand erhob und diese später einen seitlichen Druck auf die Scholle ausübte, so daß auch dieser Gehängeschutt an der Einfaltung beteiligt wurde. Die hohe Kreidewand kann nur durch die vertikalen Dislokationen entstanden sein, die Einpressung der Scholle, die Faltung des Gehängeschuttes und die Stauung der Falten im Muldenkern müssen Vorgänge sein, die sich nach dieser Dislokation abspielten, ihrerseits aber im wesentlichen abgeschlossen waren, bevor das Eis der letzten Vereisung herankam und die Höhendifferenzen durch Aufschüttung und durch Abrasion ausglich.

Diese Vorgänge brauchen geologisch gedacht keinen nennenswerten Zeitraum beansprucht haben, aber es sind immerhin Vorgänge, die zwischen den Dislokationen und der letzten Eiszeit liegen und sie lassen innerhalb dieses eng begrenzten Zeitraumes noch verschiedene geologische Vorgänge unterscheiden, die das tektonische Bild der Scholle beeinflußt haben.

Schließlich kann ich es mir nicht versagen, das Bild, das die liegenden Falten unseres Profils, Taf. V, in anschaulicher Weise zeigen, mit den alpinen Decken in einen gewissen Vergleich zu setzen. Den Bedenken eines solchen Vergleiches verschließe ich mich natürlich nicht schon im Hinblick auf die riesigen Größenunterschiede. Wenn aber hier auf natürlichem Wege ein Bild entstand, das an alpine Deckenfalten erinnert, so wird das mindestens mehr Bedeutung beanspruchen können als alle künstlich hergestellten Faltungspräparate. Ich habe mir nur vorgestellt, daß der Faltungsvorgang, wie ihn Taf. V freilich auch nur als vereinfachte Skizze darstellt, tektonisch fortgesetzt würde und kam dabei trotz wiederholter Versuche, es anders zu machen, immer wieder auf die folgenden schematischen Formen als die wahrscheinlichsten Phasen fortschreitender Einfaltung. (Fig. 17.)

Was mir dabei besonders herauszutreten scheint, ist vor allem, daß die Falten 1—5 doch wohl in der Reihenfolge ihrer Nummern nacheinander entstanden, die tiefste also nicht die älteste, sondern die jüngste Decke wäre. Weiter würde es mir sehr wohl möglich erscheinen, daß eine weitere Vorpressung der tieferen Decken deren Auflage zerreißt und so die bekannten Fenster in den höheren Decken schaffen könnte. Schließlich dürfte gerade das Verhalten des Geschiebe-



Fig. 17. Schematisch konstruktive Fortsetzung der Faltung, die Taf. V zeigt, in vier Stadien, bei Annahme eines gleichmäßig weiter wirkenden Druckes von links und links oben.

mergels zu seiner Auflage weicherer, aber verschieden konsistenter Schichten mancherlei Gesichtspunkte bieten, die auch für die Alpengeologie Interesse bieten könnten. Bei der bisherigen Ratlosigkeit der Geologie gegenüber dem Deckenproblem glaubte ich, auch diese Punkte zur Diskussion stellen zu sollen. Bemerkte sei dabei noch, daß die Oberfläche des Geschiebemergels im Profil etwa auf $\frac{1}{6}$ ihrer ursprünglichen Flächenausdehnung durch die Faltung zusammengeschoben ist.

Auf weitere Einzelheiten dieses überaus wichtigen Aufschlusses einzugehen, muß ich mir für die zusammenfassende Beschreibung desselben aufsparen, zumal in der Skizze Taf. V die Sande und tonigen Schichten des Interglazials (J 2) nur schematisch dargestellt werden konnten. Die Sande sind punktiert, die tonigen feingeschichteten Sande feingestrichelt. Die Übergänge zwischen beiden, die vielfachen kleinen Störungen der Tone und Sande, die die Schichten unregelmäßig durchsetzenden Sickerbänder von Eisenoxydhydrat konnten dabei nicht berücksichtigt werden, dürften aber bei der in Angriff genommenen farbigen Reproduktion meines großen Profils viele nicht nur für unser Diluvium beachtenswerte Einzelheiten darbieten. Besonders klar ersichtlich ist dabei das tektonisch verschiedene Verhalten des Geschiebemergels sowie der Sande und Tone. Zur Besprechung dieser Vorgänge möchte ich auch auf andere Profile unserer Diluvialbildungen eingehen, die ich im Laufe meines Greifswalder Aufenthaltes gesammelt habe. Auf die hier in der Rückwand des „Zirkus“ ebenfalls sehr klaren Einwirkungen des dritten Inlandeises auf den tektonisch gestörten Untergrund werde ich in dem Abschnitt über Glazialwirkungen zurückkommen. (Siehe Taf. VI und Fig. 28, Seite 147.)

Scholle 7.

(PHILIPPI Profil 9—10, KEILHACK Streifen 7.)

Die lange beachtete Scholle unter den kleinen Wissower Klinten*) ist ebenfalls viel komplizierter gebaut, als bisher angenommen wurde.

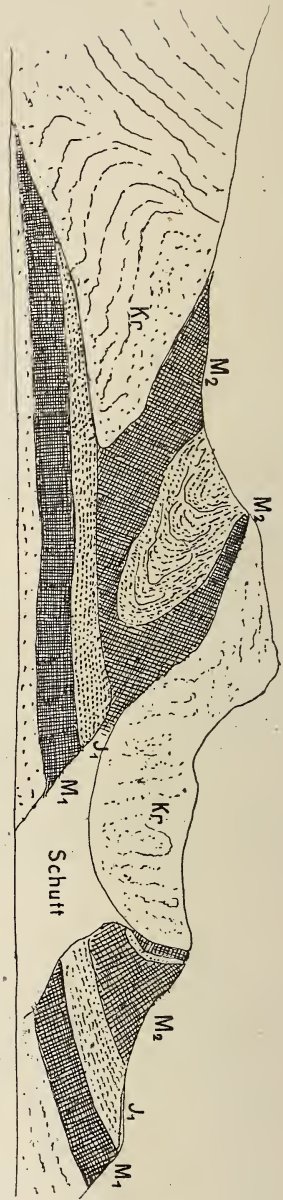
Ihr unterster südlicher Teil zeigte ein Bild, wie es häufig am Steilufer vorkommt und als normal angesehen

*) Die übliche Bezeichnung „Wissower Klinken“ beruht offenbar auf einer sinnlosen Sprachverdrehung des Wortes „Klinten“. Klint oder Glint bedeutet im Ostseegebiet einen Steilhang, dessen Gestein leicht „gleitet“.

wird. Konkordant über der Kreide liegt unterer Geschiebemergel (M₁), darüber Sande J₁. Ob darüber noch ein zweiter Geschiebemergel folgte, wurde von den Autoren verschieden beurteilt. Auch hier ließ sich durch einige Schürfungen die Lage der Scholle klarer stellen. Diese zeigt jetzt das in Fig. 16 gezeichnete Bild.

Die Eigenart dieser Scholle liegt darin, daß die hangende Kreide sich in zwei Partien über das eingebrochene Diluvium gedrängt hat, und daß dabei der obere Teil der diluvialen Schichtenfolge sehr unregelmäßig gestaut und verdrückt ist. Während im rechten nördlichen Teil des Aufschlusses die überschobene Kreidepartie den zweiten Geschiebemergel größtenteils verquetscht hat, ist dieser im linken südlichsten Teil des Aufschlusses ganz verschwunden, während er im mittleren Teile zu einer ostwärts geöffneten Mulde gestaut ist, in deren Kern noch Sande enthalten sind. Ob diese aber als J₂ oder als J₁ zu deuten sind, war mir nach der Komplikation der ganzen Lagerung noch nicht möglich zu unterscheiden, zumal die flach eingefalteten Sandschichten kein vollständiges Profil zeigen. Die ganze Scholle

Fig. 16. Die Scholle 7 unter den Wissower Klinten.



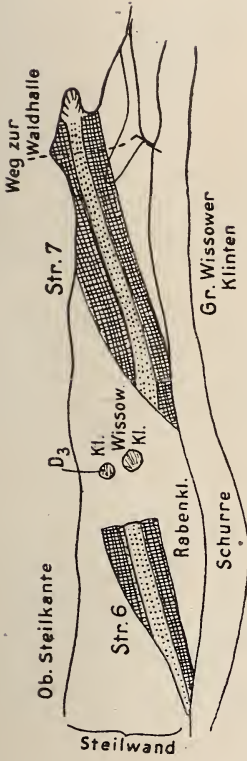


Fig. 17a

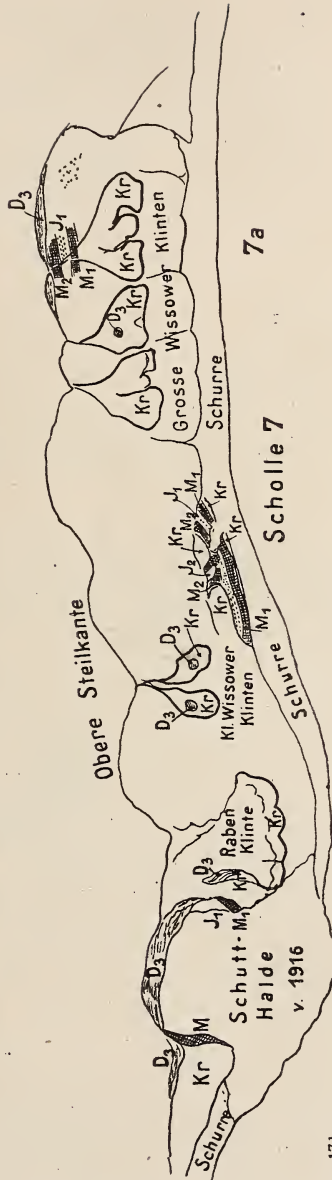


Fig. 17b

Scholle 6

Fig. 17. Kartographische Projektion des Uferstreifens an den Wissower Klinten mit den Diluvialschollen 6 und 7 bei KEILHACK (17a) und in ihrem jetzt beobachteten Zustande (17b).

ist offenbar nicht quer, sondern schräg zu ihrer Längsachse geschnitten. In jedem Falle aber zeigt sie eine außerordentlich starke Störung durch die darüber geschobenen Kreidepartien.

PHILIPPI und nach ihm auch KEILHACK nahmen an, daß diese Scholle die südliche Fortsetzung der Diluvialschichten bilde, die oberhalb der Großen Wissower Klinten in steiler Stellung zutage treten. Diese Annahme halte ich für gewagt, da ein direkter Zusammenhang beider Diluvialmassen nicht sichtbar ist, und man überdies eine sehr starke Umbiegung der Diluvialmassen nach Nordwesten annehmen müßte, um sie in das Streichen der oberen Partien einfügen zu können. Solche S-förmigen Verbiegungen einer Scholle habe ich bisher nicht beobachtet und möchte glauben, daß die Plastizität der Kreide in solchem Falle zu Zerreißungen der Diluvialschollen geführt haben würde. Ich sehe demgemäß die Scholle oberhalb der Großen Wissower Klinten bis zum Beweise des Gegenteils als selbständig an und bezeichne sie mit 7b.

Wie wenig ihre bisherige schematische Darstellung in dem Kartenbilde KEILHACKS ihrer tektonischen Komplikation Rechnung trug, mag aus einer Zusammenstellung seiner Projektion und einer den jetzigen Aufschlüssen entsprechenden Eintragung entnommen werden. (Fig. 17.)

Scholle 17 und 17a.

(PHILIPPI Profil 21, KEILHACK Streifen 17.)

Ebenfalls wesentlich anders, als es bisher schien, ist der Streifen 17 KEILHACKS. Seine Besonderheit besteht darin, daß hier an Stelle einer Scholle deren zwei übereinander liegen (Fig. 18), eine obere 17a, eine untere 17b. Diese Abnormität entging PHILIPPI, da er anscheinend abgerutschten Schutt der oberen Scholle als innere Verbindung mit der unteren ansah, und deshalb von einer umgekehrten Pilzform des ganzen Gebildes sprach. KEILHACK dagegen glaubte, daß die Trennung beider Partien nur scheinbar sei und durch die Einlagerung einer mehrere Meter mächtigen „Kreidelokalmoräne“ in der unteren Bank des Geschiebemergels zu erklären sei. Solche durch glazialen Schub bewirkte Einlagerungen von Kreide finden sich nun zwar öfters im jüngsten Diluvium der dritten Eiszeit, deren Eis tektonisch zerhackte Schollen überschritt und abhobelte, aber nirgends im Gebiet der beiden ersten Vereisungen des älteren Diluviums. Ich habe diese Scholle

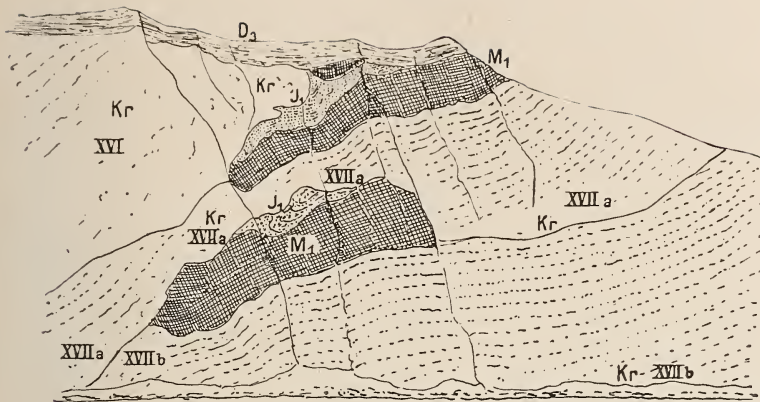


Fig. 18. Die Doppelscholle 17a und 17b vom Meere aus gesehen. Unter den Diluvialpartien die sie tragenden Kreideschollen XVIIa und XVIIb, die durch Überschiebungsflächen voneinander und von XVI getrennt sind. Oben das jüngere Diluvium D 3.

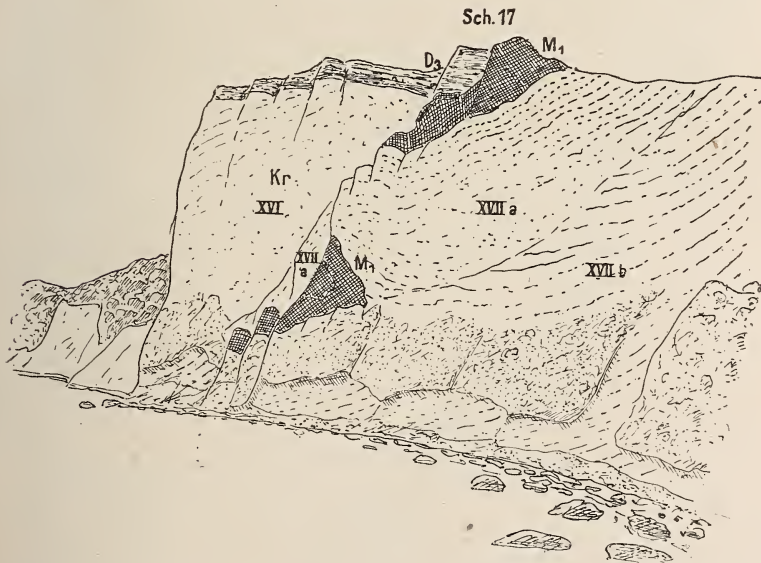


Fig. 19. Die Schollen 17 und 17a von Norden gesehen. Die unteren Teile der Scholle XVIIb sind mit sanfterer bewachsener Böschung vorgequollen und unten an der Schurre frisch von der Brandung angeragt. Zwischen den vorgewölbten Polstern sind Wasserrisse sichtbar.

nicht nur vom Ufer, sondern auch wiederholt vom Meere aus gezeichnet und glaube nun klar zu sehen, daß hier tatsächlich zwei tektonisch getrennte Diluvialschollen übereinander liegen und tektonisch ebenso selbständigen Kreide-Unterlagen aufruhcn. (Fig. 18, 19.)

Scholle 9.

Die Scholle 9, die zwischen der Arndt-Warte und Tipper Ort die hohe Steilwand von „Grau Tippen“ bildet, fällt aus dem Rahmen der übrigen weit heraus und hat deshalb auch bei PHILIPPI und KEILHACK ganz verschiedene Deutungen erfahren. Fig. 20 gibt vorläufig nur eine Skizze des unstrittenen Profils, das die hohe Wand über dem unteren normal gelagerten Teil der Scholle einnimmt. Dieser letztere liegt mit den Schichten M1, J1, M2 in typischer einfacher Weise der liegenden Kreidescholle IX auf und reicht mit dem oberen Geschiebemergel M2 in die rechte Seite unseres Bildes hinein. Ich will diese Scholle als 9a bezeichnen. An sie schließt sich nördlich am Tipper Bach eine weitere Partie älteren Diluviums, die der gleichen Kreidescholle IX aufruhet und also, wenn auch nicht unmittelbar, so doch stratigraphisch und tektonisch die Fortsetzung von 9a bildet. Ich nenne sie 9c. Westlich von 9a, im Bilde links, grenzt an sie nun das Profil von „Grau Tippen“, das ich als 9b bezeichnen möchte. Was zunächst das Verhältnis dieser letzteren Scholle zu 9a betrifft, so kann kein Zweifel bestehen, daß beide tektonisch völlig getrennt sind. Das geht, abgesehen von der Lagerung der Diluvialschichten, schon daraus mit Sicherheit hervor, daß zwischen beide Schollen zwei Partien von Kreide eingeschaltet sind. Ob die untere derselben nach unten fortsetzt, konnte ich noch nicht feststellen, da ein großer Schuttkegel unterhalb dieser Kreidepartie die untere Grenze zwischen 9b und 9a verdeckt.

9b ist also eine ganz selbständige Diluvialpartie und tektonisch nicht mit 9a in Verbindung zu bringen. Innerhalb von 9b sehen wir unter der Kreide des Blockes VIII zunächst eine Schichtenfolge aufruhcn, die unten aus gemischten Geröllmassen (Feuersteine und nordische Geschiebe) besteht; darüber folgen etwa 8 m feinbankige kalkreiche graue Mergel, denen einige gemischte Geröllbänke eingelagert sind, und die oben aus reinen feinbankigen



Fig. 20. Das Profil von „Grau Tippen“ mit der Scholle 9b, links die Kreide des Blockes VIII, rechts der zweite Geschiebemergel M2 der Scholle 9a.

Kalkschichten bestehen. Mit einer deutlichen Grenzfläche folgen dann wieder gemischte Geröllbänke, die nach oben wieder in feinere Kalkbänke übergehen und anscheinend mit einer gleichen Partie zusammenhängen, die links herauf den Rand der hangenden Kreide begleitet.

Diese Schichtenfolge, die hier mit D 3 bezeichnet ist, hatte PHILIPPI auch schon als jungdiluvial erkannt, da sie aber mit den darüber gelagerten grauen älteren Geschiebemergeln zusammen gestört erscheint, so verlegte PHILIPPI die Zeit unserer gesamten Störungen in spätdiluviale Zeit. Da diese Konsequenz gegenüber unseren sonstigen Diluvialprofilen unhaltbar erschien, so glaubte KEILHACK annehmen zu müssen, daß die genannten hier mit D 3 bezeichneten Schichten altdiluvial seien und nur eine abweichende Fazies des älteren Geschiebemergels bildeten. Auch diese Auffassung kontrastiert aber unverkennbar mit der überall beobachteten Tatsache, daß Feuersteine in größerer Menge erst in den posttektonischen Ablagerungen der jüngsten Eiszeit zu finden sind. Es kommt hinzu, daß die unmittelbar anstoßende Scholle 9a ganz normale Geschiebemergel zeigt, und also von einer so abnormen Fazies, wie sie KEILHACK annahm, keine Spur erkennen läßt.

Wir müssen also meines Erachtens davon ausgehen, daß auch hier wie allerorten in Rügen die flintreichen geschichteten Mergel der posttektonischen Phase angehören. Es sind offenbar Sedimente, die teils in fließendem, teils in ruhigem oder wenig bewegtem Wasser abgelagert sind. Da sie einer Wanne von Kreide eingelagert sind, so ist wohl die nächstliegende Erklärung, daß sie eine posttektonische Rinne in der Kreide ausfüllten. Diese braucht mit der Vereisung nicht das geringste zu tun zu haben. Sie kann tektonisch entstanden sein, etwa durch Nachsackung im Steilrand der hangenden Kreide, aber noch näher liegt es wohl anzunehmen, daß die Einsenkung zwischen zwei Staffeln der westwärts einfallenden Kreide (Fig. 20) von einem Wasserlauf herrührte und dadurch zu einer Erosionsrinne neben der Diluvialscholle 9a gemacht wurde. Diese füllte sich nun mit Gehängeschutt, Kreide, Feuersteinen, Diluvialton und nordischen Geschieben an, lag aber als tiefer Graben noch zwischen der Scholle 9a und dem Steilhang der Kreidestaffel VIII.

Die anscheinend älteren Diluvialmergel, die über den fluviatilen Sedimenten von D 3 liegen, und PHILIPPI und KEILHACK zu verschiedenen tektonischen Konstruktionen

veranlaßten, können nun entweder in diesen Graben von selbst abgeglitten sein, durch einfachen Bergrutsch, oder sie könnten unter Mitwirkung des herantretenden dritten Inlandeises in jenen westwärts gelegenen Graben hineingeschoben sein. Diesen Möglichkeiten will ich noch weiter nachgehen und sie in meiner späteren Arbeit näher beleuchten. Sie liegen überdies so nahe beieinander, daß im Falle ihrer Kombination die beiderseitigen Wahrscheinlichkeiten kaum auseinander zu halten wären. Daß aber diese diluvialen Schichten, die oben auch gefältelte Inter-glazialschichten einschließen, nicht mehr an primärer Lagerstätte liegen, ergibt sich wohl aus ihrer wirren Verbindung mit posttektonischen Schichten an ihrer Basis in der einstigen Tiefe der Rinne sowie aus der an Flecken kenntlichen Ungleichartigkeit ihrer untersten Schicht. Diese, die auch links hoch hinauf greift, sieht wesentlich anders aus, als primär gelagerter älterer Geschiebemergel. Alle diese Schichten waren naturgemäß früher in breiterer Mulde ruhig ausgebreitet.

Die Faltung dieser ganzen Schichtenfolge von 9b ist allem Anschein nach eine ganz lokale Erscheinung, die aber als Ganzes nicht auf den Eisdruck bezogen werden kann, weil diese schiefe Falte ihre Mulde in der Richtung des Eisdruckes öffnet. Sie ist von Westen, im Bilde von links her zusammengedrückt; dort ist die Masse zu suchen, die den mit weichen Schuttmassen gefüllten Graben zusammendrückte. Diese Masse über ihm war einstmals sicher viel größer, weil die Steilwand nach den Brüchen viel höher war als gegenwärtig, nachdem die letzte Vereisung den oberen Teil der überstehenden Staffel abtrug. Auf die Art ihres vorherigen Seitendruckes auf den Graben werde ich im Kapitel „Translokationen“ zurückkommen.

Auch andere Schollen als die besprochenen sind viel komplizierter gebaut, als man bisher vermutete und namentlich deren kartographische Darstellung bei KEILHACK zum Ausdruck bringt. Dadurch, daß einzelne Schollen seit 1898 beschrieben und in Profilen dargestellt sind, läßt sich deren Veränderung in dieser Zeit mit einiger Genauigkeit verfolgen und ein Bild ihrer vorherigen Lagerungsverhältnisse gewinnen. Das gilt z. B. von den Schollen 6, 8 und 16, in denen nun große Abbrüche die frühere Illusion ihrer einfachen Zusammensetzung gründlich zerstört haben. Auch diese Beschreibungen muß ich meiner im Druck befindlichen ausführlichen Arbeit vorbehalten, glaube indes, daß die

hier besprochenen Profile schon ein klareres Bild der Tektonik unseres Steilufers erkennen lassen, so daß wir in der Lage sind, uns danach ein neues Urteil über die Kräfte zu bilden, die unser Gebiet so auffallend umgestaltet haben.

4. Die tektonischen Erscheinungen.

In dem alten Streit über die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Rügen handelte es sich zunächst wesentlich um die Frage, ob man die sichtbaren Erscheinungen als strukturell unwesentliche Oberflächenwirkungen des Inlandeises ansehen müsse, oder ob man die Schichtenbiegungen und Verwürfe überhaupt nach tektonischen Gesichtspunkten beurteilen könne. G. BERENDT, der die Partie am Kieler Bach als Falten deutete, dachte wohl noch kaum an tiefere tektonische Ursachen, sondern bestritt nur, daß hier einfache Diluvialschollen vorlägen. Für die Faltung selbst scheint er auch den Druck des Inlandeises als nächstliegende Ursache angenommen zu haben. Erst bei RUDOLF CREDNER nimmt der tektonische Habitus der Erscheinungen bestimmte Form an. Die Brüche werden dort zeitlich festgelegt, wenn auch CREDNER das zweite Interglazial noch nicht kennt und die beiden älteren Eiszeiten in eine zusammenfaßt. PHILIPPI aber kehrte 1908 wieder ganz zu der ersten Auffassung von JOHNSTRUP zurück, daß die Störungen wesentlich durch Eisdruck zu erklären seien, und nahm an, daß sie zeitlich der letzten Phase der Vereisung angehörten. Durch Betonung des spezifisch tektonischen Charakters der Dislokationen, ihre räumliche Einfügung in ein größeres diluviales Bruchsystem und ihre genaue zeitliche Fixierung glaube ich erst eine scharfe Sonderung dieser Störungen von den tatsächlich auch vorhandenen oberflächlichen Glazialwirkungen ermöglicht zu haben. Diesem Standpunkt hat sich auch KEILHACK bei seiner Kartierung des Steilufers angeschlossen und wich dabei nur insofern von meinen Auffassungen ab, als er nicht wie ich, Staffelbrüche, sondern einen einzigen Grabenbruch annahm und die Isolierung der Diluvialschollen durch Blattverschiebungen dieses Grabens erklärte.

Unklar blieb aber, auch abgesehen von diesem Differenzpunkt unserer Ansichten, vor allem das ziemlich regelmäßige Einfallen der Diluvialschollen unter die ostwärts überhängende Kreide. Mit Eisdruck war ja diese regelmäßige Überschiebung keinesfalls vereinbar, aber auch auf

tektonischem Wege war sie kaum zu erklären. So blieb hier eine offenbar bedenkliche Lücke in unserer theoretischen Auffassung; sie bewies zum mindesten, daß die hier vorliegenden Verhältnisse noch nicht genügend aufgeklärt waren, oder daß die theoretischen Schablonen, mit denen wir bisher hier arbeiteten, zur Aufklärung der Tatsachen nicht ausreichten. Tatsächlich war beides der Fall.

Die Kreide und das ältere Diluvium liegen in Rügen nirgends normal, ebenso wie im Ostrand der Insel Møen und des südlichen Teiles der Insel Seeland. Wir sehen hinsichtlich ihrer Lagerung auch keinen wesentlichen Unterschied zwischen den tieferen Lagen der Kreide und ihren oberen Schichten und deren altdiluvialer Bedeckung und müßten also, wenn wir die Eiszeit für diese Störungen verantwortlich machen wollten, schon diese ganzen Kreidemassen bis in Tiefen von mehr als 100 Meter vom Eise vorgeschoben denken. Das wäre eine Annahme, für die jedes Analogon fehlte, und mit der auch die feine Abhobelung des Untergrundes durch das letzte Inlandeis in scharfem Widerspruch stände. Sehen wir uns aber die Art der Störungen etwas genauer an, so wird jene lange verbreitete Auffassung völlig unhaltbar. Wären die Kreideberge von Rügen und Møen vom Eis zusammengesobene Schollen, dann könnten sie weder in ihrem Streichen noch in ihren Brüchen die Regelmäßigkeit besitzen, die sie tatsächlich haben. Bei einzelnen isolierten Kreidepartien könnte man noch über solche Möglichkeiten diskutieren, in den großen viele Kilometer umfassenden Gebieten von Jasmund und Ost-Møen sind sie nicht mehr diskutabel. Das wird sich auch an vielen Einzelheiten der Störungen erweisen und durch die vergleichsweise Betrachtung der wirklichen, durchaus abweichenden und immer oberflächlichen Glazialwirkungen erläutern lassen.

Die tektonischen Störungen scheinen mir von dreierlei Art zu sein. In weitester Verbreitung finden wir in Rügen wie in Møen und an der Ostküste Seelands Schichtenbiegungen, die ja in der weißen Kreide an den schwarzen Feuersteinbänken modellartig klar zu übersehen sind. Ich werde sie, da sie offenbar auf einem Zusammenschub beruhen, als „Kollokationen“ von den „Dislokationen“ trennen, die auf vertikale Schichtverschiebungen zurückzuführen

sind, und werde beiden Störungsformen als dritte „Translokationen“ an die Seite stellen, deren Bedeutung gerade an unseren Profilen, wie ich hoffe, deutlich und klar werden wird.

a) Dislokationen.

An vielen Orten am Steilufer zwischen Saßnitz und Stubbenkammer, in Bohrungen südlich Saßnitz, in den Kreidebrüchen im westlichen Teile der Halbinsel Jasmund, in Arkona, in Bohrungen in Rügen und in Stralsund finden wir unter Kreide eingeschaltetes älteres Diluvium. Wo wir die Grenzflächen dieser Diluvialpartien gegen die hangende Kreide feststellen können, streichen diese Dislokationsflächen im großen ganzen NNW—SSO, genauer angegeben, in einem Quadranten zwischen N—15—O und N—70—W, aber doch so, daß die Hauptstrichrichtung nordnordwestlich verläuft und die stärkeren Abweichungen von dieser Normalen einen durchaus unregelmäßigen Verlauf haben. Über

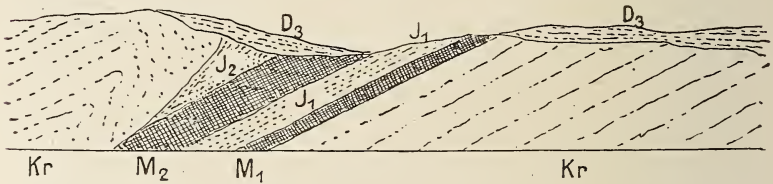


Fig. 20. Schematisches Profil der Diluvialschollen in der Kreide und der Schichten der dritten Eiszeit (D3).

den Charakter dieser Störungen als echte Brüche — Dislokationen im engeren Sinne — kann ein Zweifel nicht mehr obwalten. Die Schichten des älteren Diluviums sind an vielen Stellen so scharf von der hangenden, Kreide abgeschnitten, die Sprunghöhe dieser Abbrüche ließ sich in vielen Fällen ziemlich genau wie z. B. bei Scholle 6 auf 90 m, bei Scholle 8 auf 100 m, bei Scholle 5 auf 100—130 m ermitteln, so daß ihre Größe recht ansehnliche Beträge erreicht und hinter wichtigen tektonischen Störungen anderer Bruchgebiete nicht zurücksteht. Da, wie wir sahen, diese Brüche gewöhnlich nordnordwestlich verlaufen, und die Schichten auch meist westsüdwestlich einfallen, also auch nordnordwestlich streichen, so sind die Brüche gegenüber der allgemeinen Aufrichtung der Schichten als streichende Verwerfungen aufzufassen.

Diese Brüche verwarfen das ältere Diluvium einschließlich des zweiten Interglazials (J 2), nicht aber die Ablagerungen des dritten und für unser Gebiet letzten Inlandeis. Das ist aus jedem vollständigen Profile unserer Schichtenfolge mit absoluter Klarheit zu entnehmen. Die Kreide und die ihr konkordant aufgelagerten älteren Diluvialschichten (M 1, J 1, M 2, J 2) sind überall in gleicher Weise verworfen und diese verworfenen Schichten werden diskordant durch die Ablagerungen des jüngeren Diluvium überlagert. Das war früher nur an wenigen Stellen beobachtet, ist aber jetzt an vielen Orten einwandfrei klargelegt. Weiter ist bemerkenswert, daß es in unserem Gebiet weder ältere noch jüngere Verwerfungen gibt. Kleine Sackungen in Sanden gehen über den lokalen Charakter und geringe Beträge von Zentimetern und Dezimetern nicht hinaus.

Meine auch von KELLHACK übernommene Feststellung, daß diese tektonischen Störungen an einen ganz bestimmten Zeitpunkt des Diluviums gebunden sind, hat sich durch meine weiteren Forschungen durchaus bestätigt. Die Dislokationen erfolgten nach einem längeren Andauernden zweiten Interglazialzeit und wären beendet vor dem Eintreffen des dritten Inlandeis in unserem Gebiete. Neue Beobachtungen lehrten aber außerdem, daß auch diese Dislokationen eine gewisse Zeit dauerten und daß wahrscheinlich den Hauptbrüchen auch an einzelnen Stellen Veränderungen folgten, die das Lageverhältnis der Diluvialschollen zu der hangenden Kreide nicht unwesentlich beeinflussten. Gewisse Schichtbildungen von Gehängeschutt (in Scholle 5, Bildung von Erosionsrinnen, Fig. 20) können erst nach der Bildung schroffer Unebenheiten eingesetzt haben und müssen bei dem Herannahen des dritten Eises schon eine Zeitlang bestanden haben.

Daß diese Brüche einem großen diluvialen Bruchsystem zuzurechnen sind, das sich nördlich nach Schonen, südlich weit in das norddeutsche Flachland hinein, vielleicht bis nach Polen fortsetzte, habe ich schon früher erläutert⁸⁾ und diese Auffassung hat inzwischen auch durch Beobachtung anderer Geologen weitere Bestätigung gefunden.

⁸⁾ O. JAEKEL: Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschrift 1910, Mon.-Ber. S. 605.

Da diese Brüche in unserem südbaltischen Gebiete wie gesagt auch zeitlich ganz scharf zu umgrenzen sind, so scheint es mir richtig, ihnen eine besondere Benennung zu geben und als solche möchte ich für sie die Bezeichnung **baltische Brüche** vorschlagen.

In allen Brüchen am Ufer ist der östliche Bruchrand abgesunken, der westliche überstehend. Landeinwärts, westlich, der höchsten Erhebungen der Halbinsel Jasmund ist das Verhältnis umgekehrt. Auch sind mir dort eine An-

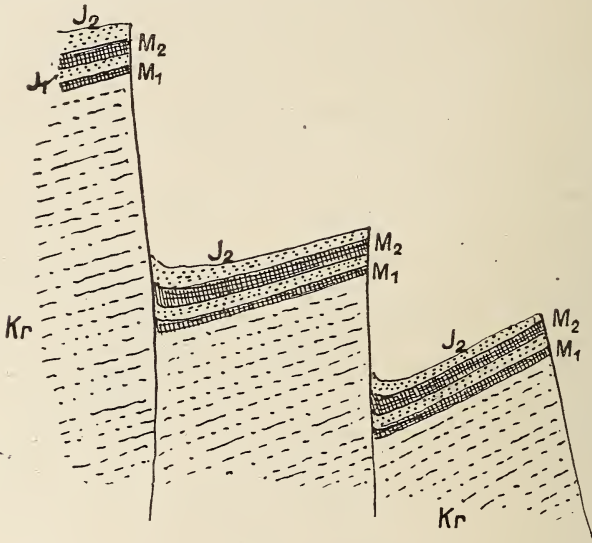


Fig. 21. Schematisches Profil der Bruchstaffeln von Kreide (Kr) und aufgelagerten älteren Diluvialschichten M1—J2.

zahl von Stellen in Kreidebrüchen bekannt, wo das ältere Diluvium ostwärts unter die Kreide einfällt. Hiernach bezeichnete ich das Hochland von Jasmund als einen länglichen Horst, dessen Längsachse von Saßnitz über den Pickberg (161 m) in der Richtung nach Arkona verläuft. Von diesem Horst sind die Partien am östlichen Steilufer in stärkerem Maße abgesunken, als die westlich angeschlossenen, wo wenigstens bisher Belege für so große Sprunghöhen wie am Steilufer nicht nachgewiesen sind.

Da wir nun von Saßnitz aus am Ufer, von Südwesten nach Nordosten fortschreitend, eine Anzahl von Kreideschollen mit aufgelagertem älterem Diluvium antreffen, so

nahm ich an, daß die Heraushebung der Horste wie gewöhnlich auch hier in Form von Staffelbrüchen erfolgt sei, daß also parallel streichende Verwerfungen das Ufer NWN—SOS schneiden und daß uns deshalb von West nach Ost aufeinanderfolgende ostwärts gesunkene Staffeln entgegentreten.

Gegen diese Auffassung machte KEILHACK⁹⁾ geltend, daß in den Tälern, die mehr oder weniger senkrecht zum Ufer herablaufen, nirgends die diluvialen Schollen, die wir am Ufer beobachteten, nochmals zum Vorschein kämen. Letzteres aber wäre zu erwarten, wenn die Staffeln schräg in das Ufer hineinstrichen. Er nahm ferner an, daß niemals am Ufer zwei Diluvialschollen übereinander sichtbar würden. Wesentlich aus diesen Gründen hat nun KEILHACK die Annahme vertreten, daß die Diluvialschollen am Ufer einem einheitlichen Grabenbruch angehören und nur durch Blattbrüche gegeneinander verschoben seien. Er konstruiert diese Blattbrüche senkrecht zum Streichen des, wie er annimmt, einzigen Hauptbruches, gibt aber selbst zu, daß sich diese Blattbrüche nur an wenigen Stellen feststellen ließen. Ich glaube nun, daß auch die von ihm angegebenen Stellen seinen Voraussetzungen nicht entsprechen. Der Bruch am Hengst in der Scholle 2 ist zunächst noch ebensowenig aufgeklärt wie die komplizierte Lagerung dieser Scholle überhaupt. Die beiden bekannten und auffälligen Brüche zwischen Streifen 4 und 5 südlich des Wissower Ortes (Fig. 10) müßten bei Eintragung in eine Verikal-Projektion des Steilufers nicht SW—NO wie bei KEILHACK, sondern NW—SO verlaufen, also im Streichen der Hauptbrüche. Der Bruch am Streifen 13 erscheint mir als unmittelbar tiefere Fortsetzung des Hauptbruches, der am Ufer nach Südosten umbiegt. Der Bruch bei Streifen 15 ist ebenfalls ein Staffellängsbruch, und die bei der Doppelscholle 17 kann ich, wie schon erwähnt, nur als Ausläufer der beiden Längschollenbrüche ansehen. (Fig. 18.) Mir scheinen also die Bruchstücke ein anderes Projektionsbild zu liefern, als KEILHACK in seiner Fig. 8 zum Ausdruck brachte. Wenn wir aber mit KEILHACK nur einen Grabenbruch annähmen, dessen Scholle durch Blattbrüche in viele tektonisch getrennte Stücke zerlegt wäre, so ergäbe sich der sehr sonderbare Zufall, daß das heutige Steilufer, das nach KEILHACKS eigener Annahme durch die Meeresbrandung bereits um

⁹⁾ l. c. S. 149.

$\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ Kilometer westwärts zurückgeschoben ist, gerade jetzt genau im Streichen jenes schmalen Grabens verlief. Das wäre ein Zufall, der weder durch besondere tektonische

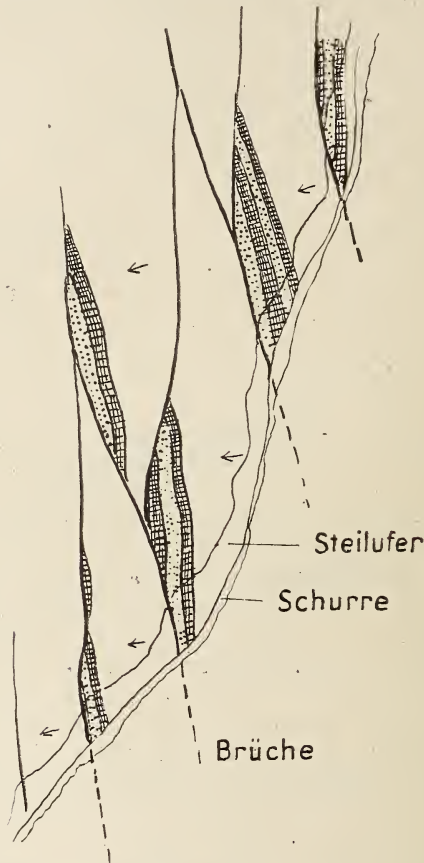


Fig. 22. Schematischer Grundriß der Bruchstaffeln am Jasmunder Ufer. Die Pfeile deuten das normale Einfallen der Schichten nach Westsüdwesten an.

Umstände noch durch die lokalen Verhältnisse der marinen Abtragung wahrscheinlich zu machen wäre.

Die Gründe, die KEILHACK veranlaßten, jene, wie er selbst zugibt, noch keineswegs befriedigende Annahme eines einzigen Grabenbruches zu machen, scheinen mir aber auch auf andere Weise erklärlich. Erstens kamen überhaupt

nur wenige Stellen in Betracht, an denen die kleinen nur am Uferstrand tiefer eingeschnittenen Bäche Diluvialschollen hätten aufschließen können. Die kleine Scholle südlich des Lenzer Baches ist jetzt nur noch eine kleine Diluvialpartie von wenigen Kubikmetern Inhalt, die anscheinend nach Norden schnell auskeilt. Der Streifen 7 scheint nach einer mündlichen Angabe KEILHACKS bis an die Niederung des Leescher Baches fortzusetzen. So käme nur eine eventuelle Fortsetzung von Streifen 13 und den beiden Schollen von Streifen 17 am Kieler bzw. Kolliker Bach in Betracht. Die letzteren scheinen sich landeinwärts so zu verjüngen, daß sie kaum weit unter die hangende Kreide des Steilrandes reichen dürften, und Streifen 13 ist ebenfalls eine stark verquetschte Partie, über deren tektonische Fortsetzung kaum etwas Bestimmtes zu vermuten ist. Wie unsere neuen Profile gezeigt haben, sind die Diluvialpartien nicht so einfache regelmäßige Streifen, wie KEILHACK annahm und in seiner Karte darstellte, so daß wir uns daraus nach ihrem Bilde am Ufer klar konstruieren könnten, wo sie wieder auftauchen müßten. Dazu kommt, daß sich die hangende Kreide fast überall über die abgesunkenen Diluvialschollen herüberlegte und daß auch die Ablagerungen der jüngsten Eiszeit fast überall die ältere Schichtenfolge zudecken und stellenweise eine Mächtigkeit von 15—30 m erreichen. Unter diesen Umständen kann ich dem negativen Befunde KEILHACKS eine grundsätzliche Bedeutung für die Tektonik unseres Gebietes kaum beimessen. Seine positive Angabe, daß nirgends zwei diluviale Schollen übereinander lägen, ist auch nicht zutreffend. Sein Streifen 17 besteht sicher aus zwei übereinander liegenden Schollen und auch unter seinem Streifen 1 beobachtete ich 1914 bei besonders tiefem Wasserstande noch einen Diluvialstreifen im Meere südlich der Prinzenmole am alten Damenbad. Auch eine Bohrung im Hafen von Saßnitz und der Küstersche Bruch westlich davon zeigten Diluvialschollen, die von Ost nach West aufeinander folgen.

Nach alledem glaube ich, daß wir an der Annahme von Staffelbrüchen festhalten müssen, in dessen dürften die Staffeln keineswegs regelmäßige rektanguläre Stücke bilden, sondern höchst unregelmäßige, an den Enden schräg verschnittene, also auskeilende und in sich öfters verquetschte und in Teilstücke zerdrückte Partien bilden, wie das besonders

deutlich aus dem gegenwärtigen Aufschlusse der Scholle 7 zu entnehmen war.“ (Fig. 16, Seite 114.)

Wenn ich vorher von Staffelbrüchen sprach, so meine ich damit Brüche, die zwar im Querschnitt, auf den ja unsere theoretischen Vorstellungen in der Tektonik viel zu einseitig basiert sind, scharfeckige Stücke gegeneinander absetzen, aber keineswegs Stücke, die in der Vertikalprojektion langgezogene parallelrandige Streifen bildeten.

Jedes in die Tiefe absinkende Stück der Erdoberfläche oder der Erdkruste muß ja räumlich umgrenzt sein. Ein Stück, das zwischen zwei einer gewissen Hauptrichtung folgenden Brüchen, die ich kurz „Richtungsbrüche“ nennen will, gelegen ist, wird meistens an seinen Enden durch schräg verlaufende „Schnittbrüche“ abgegrenzt sein. Es kann aber ebensogut der Fall eintreten, daß die Begrenzung bogig erfolgt, d. h. daß Brüche ihre Hauptrichtung plötzlich oder allmählich ändern und auf diese Weise unregelmäßig spindelförmige Stücke aus dem Zusammenhange der Umgebung herausschneiden. Im Querschnitt werden solche durch „Bogenbrüche“ abgegrenzte Schollen an jeder Grenzstelle im Profil den Habitus des Staffelbruches (Fig. 20) darbieten. In der Vertikalprojektion aber werden sie ein Bild wie Fig. 22 zeigen. Eine dritte Art der queren Begrenzung von Staffelbrüchen kann aber dadurch zustande kommen, daß sie bei schwacher Absenkung nicht durch Schnitt- oder Bogenbrüche begrenzt werden, sondern allmählich aus der Höhenlage absinken. Die Stücke werden sich dann wie Eisenbahntunnel verhalten, die ihre Tiefenlage durch allmähliche Senkung an den Enden erreichen. Zweiseitig werden solche „Senkränder“ wohl nur vereinzelt in Grabenbrüchen vorkommen, aber einseitig kann diese Begrenzung sehr häufig auftreten, wenn eine schwache Absenkung gleichzeitig nach zwei Richtungen erfolgt, wie das in der Umgebung von Horsten die Regel sein muß. Die Brüche bei den großen Erdbeben von Omori und San Franzisko haben ja auch durchaus derartige Vorstellungen bestätigt.

Die Absenkung eines Staffelstückes wird also nie gleichmäßig erfolgen, sondern da schwächer sein, wo es die größere Reibung findet. Das muß an den Enden der Fall sein, wo die Stücke nicht nur an zwei, sondern an drei Flächen oder an einem das Ende umspannenden Bogen absinken. Normal wird also jedes Staffelstück nach der Mitte seiner Längsausdehnung vertieft sein, vorausgesetzt natür-

lich, daß der Absenkung von unten her keine lokalen Hindernisse in den Weg traten.

Alle diese Senkungsausgleiche werden in hohem Maße bestimmt werden durch die innere Festigkeit der absinkenden Schollen. Harte spröde Schichtkomplexe werden sich in scharfeckigen Brüchen ablösen, weiche Gesteine, die aber

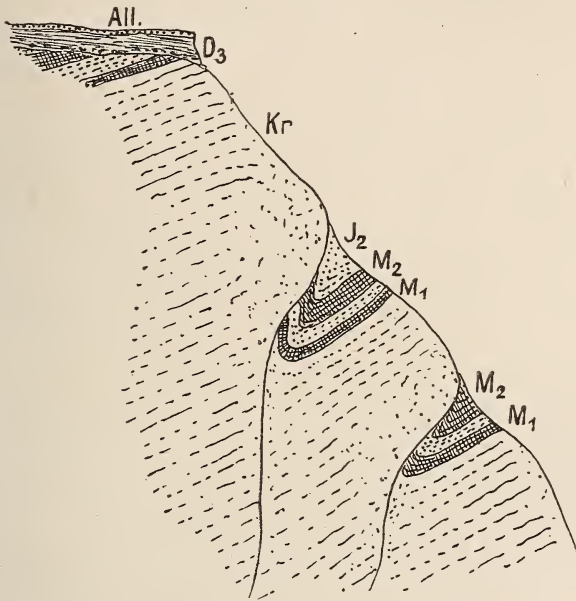


Fig. 23. Schematisches Profil der Überschiebung der hangenden Staffeln über die ostwärts folgenden. Oben die Schichten des jüngsten Diluviums (D 3) und das Alluvium (All.).

doch eine gewisse Zähigkeit haben, wie unsere weiße Schreibkreide, werden zu weicheren Formen der Ablösung neigen. (Fig. 12, Seite 104.)

Das Höhenland von Jasmund, das vor seiner litoralen Abtragung weiter nach Osten und Süden ausgedehnt war, scheint von Brüchen umringt zu sein, die in der Tiefe wohl geradlinig im Hauptstreichen nordwestlich verlaufen mögen, aber an der uns zugänglichen Oberfläche in der mächtigen weißen Kreide dem stehenbleibenden Horst gegenüber den Charakter bogiger Ausschnitte annehmen.

Es scheint auch, daß sich diese vertikale Änderung der Bruchformen noch direkt beobachten läßt, also innerhalb der

obersten fünfzig oder hundert Meter der Kreide weiter zunimmt. Man sieht nämlich, daß die Brüche, an denen Kreide gegen Kreide abgesetzt ist, die also offenbar deren tieferen Zonen angehören, regelmäßiger und steiler verlaufen als solche, an denen Kreide gegen älteres Diluvium und die obersten Kreideschichten anstößt. Je mehr wir uns der einstigen Oberfläche nähern, um so mehr kombinieren sich die eigentlichen Dislokationen, die Vertikal-Verschiebungen, mit horizontalen Druckauflösungen, auf die ich nun eingehen möchte. In diesen Anpassungen der weichen Kreide und Diluvialschichten einerseits an die tiefen Brüche, andererseits an die durch sie hervorgerufenen Oberflächenformen, scheint mir der Schlüssel für die Lösung unserer tektonischen Probleme zu liegen. Ich meine dabei aber nicht die glazialen Einwirkungen, die zwar durch die tektonischen Formen bedingt waren, aber ihrerseits auf deren Bildung nicht den geringsten Einfluß ausgeübt haben. Auf diese ganz oberflächlichen und sekundären Erscheinungen gehe ich erst später ein.

b) Kollokationen.

Als solche fasse ich die Wirkungen des horizontalen tektonischen Druckes zusammen. Man bezeichnet sie gewöhnlich als tangential Dislokationen, aber diese Bezeichnung scheint mir in beiden Komponenten ungeeignet. In dem Worte „dis“ liegt der Begriff der Trennung und Zerreißung, er paßt also mindestens nicht für normale Falten, für die gerade der Zusammenhang der Schichtung das charakteristische Kennzeichen bildet. Der Ausdruck „tangential“ ist, ebenso wie „radial“ auf die ganze Erdkugel bezogen und erweckte dadurch die Vorstellung, daß die horizontalen Verschiebungen Druckauflösungen der ganzen Erdkruste seien.

Seitdem EDUARD SUESS von dem Schweizer Faltenjura das einleuchtende Bild einer Brandungszone gebraucht hatte, sind wir mehr und mehr dazu übergegangen, Faltungen als Oberflächenerscheinungen anzusehen. In größeren Tiefen dürfte der Seitendruck wesentlich in Stauungen und Faltungen oder in wirren Verquickungen mit magmatischen Massen zum Ausdruck kommen. Das Gebiet typischer tektonischer Kollokationen ist wohl in den jeweils höheren und höchsten Zonen der Erdkruste zu suchen. In unserem Gebiet kommen jedenfalls nur solche Erscheinungen in Betracht, da uns eben nur die obersten 1—200 m der obersten Kreideschichten sichtbar werden.

Gewöhnlich ordnet man diese Kollokationen nach dem Grade ihrer Intensität. Diese aber scheint mir durch zufällige, ganz lokale Faktoren so stark bestimmt oder mindestens beeinflußt zu werden, daß darüber die Ursache und damit das innere Wesen der faltenden Ursachen zu wenig berücksichtigt wird. Mit E. HAUFS Geosynklinalen haben wir uns ja von jener Intensitätsschablone freigemacht, indem wir den Seitendruck einer erhobenen Kontinentalmasse auf ihre vertiefte Umgebung verantwortlich machten. Derartige Veranlassungen zur Auslösung horizontaler Spannungen mag es aber an der Oberfläche verschiedene geben. So z. B. wird jede in der Tiefe erfolgende Absenkung einer Scholle eine Pressung der sich darüber schließenden Ränder hervorrufen. In welchen Formen sich ein solcher Seitendruck auslösen kann, wird von den näheren Umständen abhängen und auch durch die zeitliche Intensität der Absenkung stark modifiziert werden. Eine andere Ursache seitlicher Spannung wird durch jeden Wechsel im Volumen einer Schicht geboten werden, und ich glaube, daß solche Fälle häufiger eintreten, als wir gewöhnlich annehmen. Wir haben in der Regel nur mit der Gipsquellung gerechnet, aber auch viele andere Gesteine werden durch Aufnahme von Wasser nicht nur chemisch, sondern auch mechanisch in ihrem Volumen vergrößert werden, auch wenn sich die Quellungen nicht so wie im geschichteten Gips bemerkbar machen. Jede Anschwellung einer Schicht wird aber ihre Auflage zur Aufwölbung drängen. Der normalste Fall wird dadurch gegeben sein, daß sich der Druck einer überragenden Masse in deren Unterlage ausbreitet und die Teile derselben aufpreßt, die keinem lastenden Druck unterliegen. Da aber dieser Druck bei seiner Verteilung im Untergrund schnell nach außen abnimmt, so wird er unmittelbar neben der drückenden Masse, also an deren Außenrande, am stärksten zum Ausdruck kommen. Wir bekommen dann also randliche Aufwölbungen, die wir als Randfalten bezeichnen können. Solche umgeben natürlich nicht nur Horste, sondern auch alle anderen Vorragungen, denn auch diese müssen auf ihre Umgebung drücken. Die Falten des Vorharzes sind also Wirkungen der gleichen Ursache wie die des Schweizer Jura und aller epirotischen Bewegungen. Von einem isostatischen Ausgleich zu reden, scheint mir in diesen Fällen überflüssig. In den meisten Fällen werden größere Aufwölbungen nicht aus einer einzigen Aufbiegung der Schichten bestehen, sondern in kleineren Wellungen ihren Ausgleich

mit der ruhig gebliebenen Umgebung gefunden haben. Solche größeren, tektonischen Verhältnissen angepaßten und untergeordneten Kollokationen will ich als Wellenfalten bezeichnen, die sich natürlich in spröderen Schichtverbänden oder bei großer Schnelligkeit des Ausgleichs in Schuppenstruktur umformen können.

Hier in unserem Gebiete werden wir das regelmäßige Einfallen der Kreide und älteren Diluvialschichten im Steilrande von Jasmund als eine größere Aufwölbung betrachten müssen, die nicht ohne Rücksicht auf die analogen Verhältnisse in Arkona, Möen und Seeland beurteilt werden kann. Da davon in allen diesen Punkten nicht nur die Kreide, sondern das ganze ältere Diluvium betroffen wurde, die geneigten Schichten aber von den oben genannten baltischen Brüchen durchschnitten werden, so müssen diese Aufwölbungen unmittelbar vor den baltischen Brüchen entstanden sein. Die Weichheit der Kreide wird dabei eine gleichmäßige Aufbiegung verhindert haben, so daß die Neigung der Schichten innerhalb einer Antiklinale öfter wechselt und Flexuren in ihren Längsrichtungen eintreten, wie solche an dem Wissower Ufer (vgl. Fig. 14) und am Königsstuhl besonders bemerkbar werden. Da die Schichten normal westwärts einfallen, können wir tektonisch wohl nur mit dem westlichen Flügel einer Antiklinale rechnen, deren Ostflügel im Meer durch Abbruch oder Abrasion verschwunden ist.

Ob nun dieser Antiklinale westwärts im Innern von Jasmund parallele Falten folgten, oder ob dort eine durch Dislokation gestaute Masse als Hindernis wirkte und durch Gegendruck weitere Faltungen hervorrief, ist gegenwärtig noch kaum zu diskutieren, da wir dort die Lagerung der Kreide unterhalb des Diluviums noch zu wenig kennen. Wir werden also vorläufig mit beiden Möglichkeiten rechnen müssen.

In jedem Falle scheint mir als Ursache der Aufwölbung ein einseitiger Druck seitens der fennoscandischen Masse auf deren südwestliches Vorland äußerst wahrscheinlich. Rügen mit seinen östlichen Steilrändern ebenso wie Möens und Stevns Klint sind dem Westrand Fennoscandias, der durch den Sund und Südschonen verläuft, so deutlich vorgelagert, daß wir eine nachbarliche Einwirkung schon räumlich betrachtet kaum von der Hand weisen können. Es kommt aber auch ein zeitliches Moment hinzu, das diese

Auffassung unterstützt. Die Veranlassung zur Vereisung Skandinaviens erblicken wir doch mit zunehmender Übereinstimmung in einer Hebung des nördlichen Schweden, beziehungsweise deren Phasen in mehreren solchen Hebungen und die der Interglazialzeiten in zwischenliegenden Senkungen. Da nun die Aufwölbungen vor der letzten großen Vereisung erfolgten, so liegt es natürlich sehr nahe, die dieser Vereisung vorangegangene Hebung Schwedens als unmittelbare Ursache des zunehmenden Randdruckes auf das Vorland anzusehen.

Neben jener Hauptaufwölbung im Steilufer von Jasmund finden wir nun besonders in südlichen Teile bei Saßnitz und westwärts im Inlande Faltungen, die schnell wechseln und offenbar nur nebensächliche lokale Bedeutung besitzen. Zwischen Saßnitz und dem Wissower Ort: vor allem an der

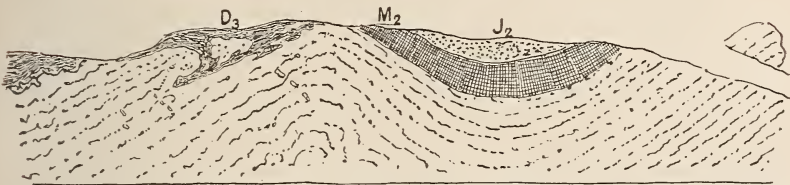


Fig. 24. Das Profil an der „Bläse“ bei Saßnitz, mit einer Mulde, die fragliches Diluvium (M_2 , J_2) enthält, einer Antiklinale in der Mitte, neben der links oben eingepreßte Schichten des jüngsten Diluviums (D_3) die bekannte „Tasche“ bilden.

sogenannten Bläse sind seit langer Zeit jene Faltungen bekannt, die jedem Besucher von Saßnitz auffallen und auch vom Schiff aus so deutlich im Steilufer hervortreten. Fig. 24 läßt ihren Bau deutlich erkennen, und ich brauche dieses klare Bild nur durch die Mitteilung zu ergänzen, daß der Aufwölbung rechts noch eine Antiklinale vor der Piratenschlucht folgt. An dem nordöstlich streichenden Ufer folgen hier also in einem Raum von etwa 200 m drei Synklinalen aufeinander.

Ähnliche Kollokationen finden sich allerorten in den Kreidebrüchen, die sich am Süd- und Ostrande der Jasmunder Höhen von Saßnitz bis Sagard, Ummanz und Hagen hinziehen. Die beiden Küsterschen, jetzt im Besitz der Gemeinde Saßnitz befindlichen Brüche in Saßnitz haben bei ihrem fortschreitenden Abbau stets Sättel und Mulden in wechselnden Bildern angeschnitten und auch, wie das von STRUCKMANN 1878 beschriebene Profil beweist, dabei

disloziertes älteres Diluvium aufgedeckt. Gegenwärtig ist dieses in dem alten von Hansemannschen Bruche, der seit Jahren verlassen ist, noch deutlich auch in seinem Lagerungsverhältnis zur Kreide zu übersehen (Fig. 25). Die Größe und mehrfache Ausbuchtung dieses Aufschlusses erlaubt besser als ein einzelnes Profil die Lagerung der Kreideschichten zu beobachten. Diese sind aber so kompliziert, daß nur ein Modell davon eine klare Vorstellung geben kann. Ich habe ein solches im Maßstabe von 1:1000 angefertigt und hoffe, es nach dem Kriege in den Handel bringen zu können. Fig. 25 gibt ein schematisches Profil durch die Antiklinale, deren mittlerer Teil durch den Stein-

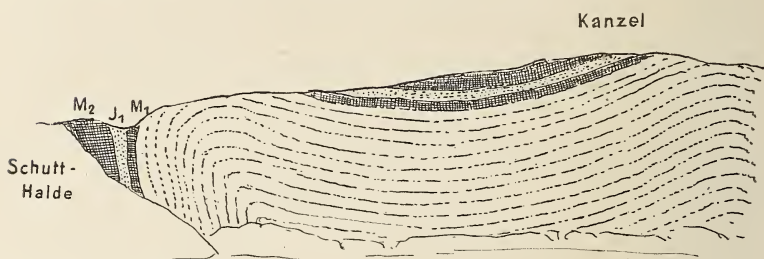


Fig. 25. Schematisches Profil durch den nördlichen Teil des alten von Hansemannschen Kreidebruches westlich Saßnitz.

bruch entfernt ist. Der Zusammenhang der Schichten ist im Hintergrund der Grube sichtbar, wird dort aber durch eine südwärts gerichtete Überschiebung von Kreide über den mittleren Teil der Diluvialschichten kompliziert.

Faltungen, wie die zuletzt besprochenen, halte ich für nebensächliche Druckausgleiche innerhalb der Jasmunder Gebirgsbildung. Sie stehen offenbar in unmittelbarer Abhängigkeit von lokalen Druckverhältnissen der Jasmunder Höhen und können als Wellenfalten bezeichnet werden.

Räumlich noch beschränkter und tektonisch fast bedeutungslos erscheinen mir die Biegungen der Kreideschichten, die sich an vielen Stellen des Ufers zeigen (vgl. Fig. 14) und bisweilen nur die oberen Teile an einer Steilwand in Unordnung brachten, während die tieferen Teile darunter ihr regelmäßiges südwestliches Einfallen beibehalten. Das ist namentlich südlich der Scholle 5, etwa 200 m südlich des Wissower Baches gut zu beobachten. Auch die Aufsicht auf die Kreideschichten im Meer ließ wie in Fig. 13 wirbelartige Biegungen der Feuersteinbänke

mitten zwischen normal streichenden Partien erkennen. Auch hier kann es sich also nur um lokale Quetschungen handeln, die da eintraten, wo Massen, die unter wechselndem Drucke standen, die Möglichkeit des Ausbiegens hatten.



Fig. 26. Der „Sandpynt“ im Steilufer von Möen 1910. V Verwerfung.

Das wird in der Regel nur nahe an der Oberfläche der Fall gewesen sein. Wir wollen derartige lokalisierte Verschiebungen innerhalb größerer Schichtmassen als Drehfalten bezeichnen. Zum Vergleich mit den Rügener Drehfalten habe ich in Fig. 26 den Sandpynt im Steilufer von Möen abgebildet, der infolge seiner Isolierung gut zu übersehen ist und normal streichende Schichten zur konkordanten Unterlage hat.

Ein anderes Bild zeigen die merkwürdigen Falten, die ich in dem künstlichen Aufschlusse des Muldenkernes der Scholle 5 an der Mündung des Wissower Baches freilegte und auf der Taf. V abgebildet habe. Dort sind offenbar

unter dem seitlich auflastenden Druck der hangenden Kreidewand die oberen Partien des zweiten Geschiebemergels (M) in Falten aufgepreßt und in die aufliegenden nachgiebigen Sandschichten J hineingestülpt. Fünf solcher Falten haben sich hier auf einer Strecke von etwa 25 m aufgewölbt und dem Druck nachgebend nach außen übergelegt. In ihrer Folge von West nach Ost ist eine zunehmende Komplikation ihrer Faltung in sich erkennbar, derart, daß die erste unter der Kreide liegende Faltung dick und massig erscheint, während die äußerste in viele sekundäre Falten und Fältchen zerlegt ist. Derartige Falten möchte ich als *Preßfalten* bezeichnen und annehmen, daß ihre Bildung unmittelbar unter der drückenden Masse, also hier der hangenden Kreidewand, begann und sich von da nach außen fortsetzte, so daß wohl die äußerste Falte (5) als jüngste des Systems anzusehen wäre. (Fig. 17, Seite 112.)

Ihr Bau und ihre Folge erinnert an die Decken alpiner Überschiebungen. Man könnte sich wenigstens gut vorstellen, daß eine Fortführung der hier sichtbaren Faltung die einzelnen Falten aufeinanderschieben müßte und zu Decken ausbreiten könnte. In diesem hypothetischen Falle würde die tiefste dieser Decken tektonisch die jüngste sein, und diese theoretische Erwägung scheint mir nicht unerheblich für die Beurteilung der alpinen Decken, deren Entstehung uns doch noch durchaus rätselhaft ist. Selbst bei Annahme des größten seitlichen Druckes bleibt es unverständlich, daß sich eine ganze Anzahl solcher Decken so weit übereinanderschoben, daß die oberste fast so weit reicht wie die unterste und daß sie trotz weitgehender Zerreißen einen tektonischen Zusammenhang erkennen lassen. Nimmt man aber an, daß die tiefsten Decken die jüngsten sind, so wäre begreiflich, daß sie die älteren ihnen aufruhenden Falten seitlich fortschleppten und so weit ausdehnten, als sie selber reichten. So würde sich ihre horizontale Streckung fortgesetzt vergrößert haben und Zerreißen, Fenster und Klippenbildungen wäre ohne Schwierigkeiten verständlich, auch in Fällen, in denen die letzte untergeschobene Falte nicht bis zum Außenrande des ganzen Systems reicht, da sie die oberen Decken als Ganzes seitwärts geschoben haben könnten. (Vgl. Fig. 17, Seite 112.)

In häufiger Wiederholung aber geringer und geringster Größenentfaltung gehen solche Preßfalten in Fältelung über. Man könnte diese Falten oder Fältchen als *Kleinfalten* und den Vorgang ihrer Bildung als *Kleinfaltung*

bezeichnen. Wir finden sie in unserem Gebiet niemals innerhalb der Kreide, die dazu offenbar zu gleichmäßig plastisch ist, wohl aber ausgezeichnet ausgeprägt innerhalb der diluvialen Schichten, wo namentlich der Wechsel toniger und sandiger Bänke zu einer vortrefflichen Kleinfaltung der Tonbänke führt. Das Profil der Interglazialschichten der Scholle 5 (Taf. V) zeigt allerorten ausgezeichnete Beispiele dieser Fältelung, die allerdings erst in der genauen größeren und farbigen Wiedergabe dieses instruktiven Profiles zu voller Geltung kommen wird.

Aber auch in vielen anderen Aufschlüssen lassen sich solche Systeme von Kleinfalten deutlich beobachten, sobald man sich die Mühe macht, größere Flächen interglazialer Schichten mit Spaten und Messer scharf anzuschneiden. Besonders schön, aber für genauere Zeichnung leider nicht zugänglich, sind sie im oberen Teil der Scholle 9b aufgeschlossen, wo durch lebhaft gelbe und rote Färbung der Sande besonders klare Bilder entstehen (vgl. Fig. 20, S. 119). Auch in der Scholle 16 fand ich ganz ähnliche Erscheinungen, war aber auch dort noch nicht in der Lage, nahe genug an den Aufschluß heranzukommen, um ihn genau zu zeichnen. Ich hoffe, daß ich besonders dieses letztgenannte Bild meiner Hauptarbeit noch werde einfügen können.

c) Translokationen.

Wir finden fast überall über den diluvialen Schollen, die konkordant ihrem Sockel von Kreide aufliegen, wiederum Kreide und zwar meist in gestörter Lagerung. Die Feuersteinbänke, die sonst ziemlich regelmäßig ein mehr oder minder steiles Einfallen nach Südwest haben, zeigen sich über dem älteren Diluvium verbogen und meist bis zum Aufhören klarer Bankung gestört. Wenn wir uns klar machen, daß die „hangende Kreide“ stets den Ostrand der nächsten höheren Staffel in den Längsbrüchen darstellt, und die normale Annahme machen, daß die einstige Absenkung der östlichen Staffel im wesentlichen vertikal erfolgte, so mußte der Ostrand zunächst einmal als steile Bruchfläche die abgesunkene Staffel überragen. Da sich aus den Uferprofilen leicht berechnen läßt, daß die Sprunghöhe der baltischen Brüche hier etwa 80—130 m betrug, so konnte offenbar die überragende Bruchfläche eine Steilwand von recht erheblicher Höhe bilden. Bei der Weichheit und Plastizität unserer weißen Kreide können wir uns kaum vorstellen,

daß eine derartige Steilwand längere Zeit unverändert bestanden haben sollte. Tatsächlich sehen wir nun auch an unserem Steilufer, daß ältere Steilwände eigentümliche Ausbuchtungen nach dem Ufer darbieten (Fig. 19), die frisch vom Meer bespülte Uferteile nicht zeigen. Während sich diese oft fast senkrecht und bisweilen sogar als Hohlkehle über der Schurre erheben oder bis zur Oberkante des Steilufers in einheitlicher Fläche vegetationslos ansteigen, biegt die Fläche älterer Steilwände ziemlich regelmäßig in einem gewissen Abstand unter der Oberkante konvex aus, so daß diese vorgewölbte Böschung infolge ihrer flacheren Neigung in der Regel auch mit Gras oder sogar mit Sträuchern und Bäumen bedeckt ist. (Fig. 19.) Diese bewachsene Böschung reicht so weit hinab, bis die Nähe und Unterspülung des Meeres einen neuerlichen Steilabfall schafft. Wie weit der letztere an dem alten Ufer heraufreicht und die Böschung anschneidet, hängt lediglich von dem Lageverhältnis der betreffenden Stelle des Steilufers zu der heutigen Uferlinie und deren lokalen Brandungsbedingungen ab. In dieser Hinsicht spielen außer dem Uferverlauf große Steine als Wellenbrecher eine wichtige Rolle.

Auch an vielen anderen Stellen können wir uns überzeugen, daß vorragende Teile der einstigen Kreideoberfläche seitwärtige Gleitbewegungen ausgeführt haben müssen, da sonst ihr Lageverhältnis zu eingelagerten Diluvial- oder Alluvialmassen unverständlich bliebe. Wir können uns Bildern wie Fig. 20 gegenüber nur vorstellen, daß Erosionsrinnen in der einstigen Kreideoberfläche sich durch Zusammensinken ihrer Ufer geschlossen haben. Alle solche Erscheinungen kurzerhand für glaziale Einpressungen zu erklären, ist jedenfalls nicht statthaft. Dagegen spricht schon überzeugend die fluviale Schichtung der eingelagerten Massen. Wenn man annehmen wollte, daß selbst transversal geschichtete Sandpartien in gefrorenem Zustande eingepreßt worden wären, so müßten diese Stücke scharfkantig als Einheiten in der Kreide stecken. Das ist aber nicht der Fall; auch der Verlauf der Feuersteinbänke ist dort nur mit allmählichen Verlagerungen der Kreide vereinbar.

Wir sind also, wie mir scheint, durchaus berechtigt, horizontale Gleitbewegungen überstehender Kreidemassen anzunehmen, und würden diese also in größerem Umfang und mit einer gewissen Regelmäßigkeit dort anzunehmen haben, wo die Kreide am steil-

sten überragte, d. h. also an den Bruchflächen über den abgesunkenen Staffeln. Wir kommen damit wohl zu einer umfassenden und befriedigenden Erklärung der bisher rätselhaften Tatsache, daß die tektonisch eingekeilten Diluvialschollen in der Regel unter die Kreide einschießen, also von letzterer schuppenartig überschritten werden.

Dieser Seitendruck der Translokation würde aber weiter eine Erklärung dafür bieten, daß viele dieser Diluvialschollen im Streichen der Bruchflächen in der Weise gefaltet sind, daß der westliche Flügel dieser Mulden in der Regel überkippt ist, während der östliche ganz regelmäßig der liegenden Kreide seiner Staffel aufrucht, sich also an der Faltung gar nicht beteiligte. (Fig. 23.)

Nun ist freilich nicht zu bestreiten, daß ähnliche Erscheinungen, wie die hier vorliegenden auch durch Translokationen erklärt wurden, und durch einen zentrifugalen Druck der Jasmunder Kreidemasse zustandekommen konnten, wie ich das selbst früher zur Erklärung der Unterschiebung angenommen hatte und auch KEILHACK als Grund übernahm. Mit dieser Annahme kamen wir indes, wie sich mehr und mehr zeigte, aus den Schwierigkeiten nicht heraus, ganz abgesehen davon, daß wir für die Existenz eines derart wirkenden Druckes keine Belege haben. Die Plastizität der Kreide dürfte aber allein schon genügt haben, ein Vorquellen der Kreide an den Bruchflächen zu bewirken, so daß wir kaum genötigt wären, den Hinzutritt tektonischer Ursachen zu Hilfe zu nehmen. Wir sehen ferner, daß sich die Störungen der Kreide nur an den alten Oberflächen geltend machen, daß aber schon in geringer Entfernung von dem Diluvium die Belege für einen solchen Seitendruck fehlten. Außerdem wäre es auch schwer verständlich, wenn in der Tiefe wirksamer Druck großer Massen an der Oberfläche mit großer Regelmäßigkeit dieselben Nebenerscheinungen bewirkt haben sollte. So scheint es mir nach der ganzen Sachlage viel näher zu liegen und deshalb wahrscheinlicher, daß die Plastizität unserer weißen Schreibkreide hier besondere Translokationsformen erzeugte. Inwieweit solche auch anderwärts anzunehmen sind, will ich hier noch nicht weiter erörtern, aber in meiner Hauptarbeit näher erläutern. Nur das möchte ich schon hier betonen, daß ich für solche Überschiebungen, durch interne Massenbewegung schon früher Belege anführte.

Die Überschiebungen von tertiären Schichten über diluviale Ablagerungen am Hange größerer Höhenzüge, wie ich sie zum Beispiel in Schlesien an dem Grünberger Höhenzuge beschrieben habe^{9a)}, wie sie an den Steilufern der Havelseen bei Potsdam in Glindow auftreten, schienen mir schon 1901^{9b)} nur als oberflächliche Sackungen erklärlich. Es geht jedenfalls nicht an, alle solche Störungen kurzweg dem Druck des Inlandeises zuzuschreiben. Wir werden sehen, daß gerade in Rügen der Umfang und die Tiefe derartiger glazialer Druckwirkungen sehr scharf zu erkennen und von Kollokationen und Translokationen klar zu unterscheiden sind. Mit dem zuerst naheliegenden Schlagwort „glaziale Druckwirkungen“ haben wir wohl an vielen Stellen Norddeutschlands eine nähere Untersuchung und Erklärung umgangen.

Ich lasse es zunächst dahingestellt, ob es zweckmäßig sein wird, zu den Translokationen in diesem Sinne auch die Erdrutsche zu rechnen, bei denen ja auch Massen ihrer Schwere folgend die Luft beiseite drängen und sich selbst abwärts bewegen. Da ein gewisser Grundwassergehalt zu jeder Erdmasse gehört, so wären diese Bewegungen des Gehänges nicht grundsätzlich zu trennen von Muren und ständen durch solche im inneren Zusammenhang mit fluviatilen Abschwemmungen. Auch Schuttbildungen wären also Translokationen. Gemeinsam ist für alle diese Umlagerungen, daß dabei der primäre Zusammenhang des Gesteins vollkommen zerrissen und aufgehoben wird^{9c)}. Anderer Art sind dagegen alle deckenförmigen Ausbreitungen eruptiver Gesteinsmassen, und unsere Ausbreitungen schichtiger Gesteinsmassen, die dabei zwar ihre primäre Schichtung mehr oder weniger aufgeben, aber ihren petrographischen Zusammenhang bewahren. Wenn man die Massenverschiebungen der letzteren Art, bei denen die verschobenen Gesteinsmassen in sich geschlossen bleiben, als „kompakte Translokationen“ bezeichnen wollte, so könnte man im Gegensatz dazu, die Schuttbildungen als „diffuse Translokationen“ zusammenfassen. Wir kommen aber hier offenbar in das ältere Gehege des Be-

^{9a)} Über diluviale Bildungen im nördlichen Schlesien. Diese Zeitschrift, Bd. XXXIX, 1887, Seite 277.

^{9b)} „Interne Massenverschiebungen“. Diese Ztschr. Bd. LIII, 1901, Seite 106.

^{9c)} Vgl. hierzu G. BRAUN: Über Bodenbewegungen. (XI. Jahresber. Geogr. Ges. Greifswald.) 1908.

griffes der Sedimentation, unter der wir auch die sekundäre oder tertiäre Umlagerung zerstörter Gesteinsmassen begreifen. Hier ist im allgemeinen der einstige Zusammenhang der Teile in der neuen Ablagerung gleichgültig geworden. Nur wo wir jenen ins Auge fassen, würde der Begriff der diffusen Translokation Sinn haben. Da andererseits das schließliche Lagerungsverhältnis der kompakten Translokationen weit von primärer Schichtung entfernt ist, so unterscheidet es sich in dieser Hinsicht auch nicht von Deckenausbreitungen vulkanischer Massen. Der Unterschied beider liegt nur darin, daß der plastische Brei vulkanischer Massen noch in primärer Genese begriffen ist, während in translozierten Schichtgesteinen die Neubildung sekundären Charakter hat und die neue Schichtung in den Vordergrund treten läßt.

Wenn wir in unserem Gebiet noch das gegenseitige Verhältnis der Störungserscheinungen ins Auge fassen wollen, so würde sich folgendes ergeben:

1. Als erstes tektonisches Ereignis betrachte ich die Aufwölbung der Kreide und des älteren Diluviums zu einem NW—SO verlaufenden Sattel am Steilufer, dem vielleicht andere Kollokationen im Inlande von Jasmund als Wellenfalten parallel liefen.

2. Durch die baltischen Dislokationen entstanden NNW—SSO verlaufende Absenkungen im Streichen jenes Sattels am Ufer, also streichende Verwerfungen, die den heute noch erhaltenen Westflügel des Sattels in ostwärts absinkende Staffeln zerlegten und der Aufsattelung gegenüber als „schwächende Gewölbebrüche“ erscheinen.

3. Die überragenden Steilwände der westlichen Staffeln buchteten sich durch kompakte Translokation über den abgesunkenen Staffeln aus und drückten auf das unter ihnen liegende Diluvium, das sie immer einseitig von Westen her stauten oder im Muldenkern wellig falteten. In tieferen Regionen hören die Translokations-Erscheinungen auf, dort macht sich dann nur die dislokatorische Abschneidung der Schollen an der Bruchfläche geltend. In der Tiefe ist nur noch Kreide gegen Kreide verworfen.

Dadurch, daß die jüngere Vereisung die überragenden Steilwände allmählich abhobelte und für unser Auge schließlich ganz verschwinden ließ, fehlt uns jetzt der Anblick der wirkenden Ursache jener Translokationen, aber aus ihren

Wirkungen können wir sie meines Erachtens ebenso deutlich entnelimen, wie die einstige Tektonik eines abgetragenen Rumpfgebirges.

5. Die glazialen Einwirkungen.

Es ist in unserem Gebiete bisher kaum beachtet worden, wie scharf die geologischen Einwirkungen der älteren Vereisungen von denen der jüngeren Eiszeit unterschieden sind. Die beiden älteren Grundmoränen liegen gleichmäßig eben der Kreide, beziehungsweise dem ersten Interglazial auf. Die Grenzfläche der Kreide gegen den ersten Geschiebemergel, der ihr überall ohne alle Zwischenschichten unmittelbar aufruht, ist an mehr als zwanzig Stellen am Steilufer angeschnitten. Diese Profile zeigen ausnahmslos

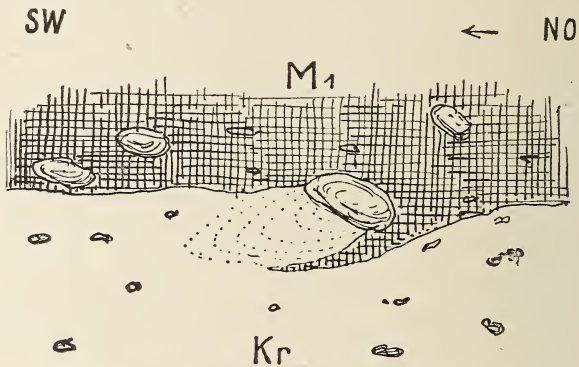


Fig. 27. Spatenförmiges Eingreifen des Geschiebemergels (M1) in die Oberfläche der liegenden Kreide, Scholle 4.

eine gerade ebene Grenzlinie, über der in der Regel nordische Geschiebe in größerer Häufigkeit vorkommen, bisweilen zu einer Geschiebebank angehäuft sind. Erst bei genauem Zusehen gewahrt man, daß die Grenzlinie hier und da schuppig gewellt ist, daß kleine Partien von Geschiebemergel wie dünne Schuppen oder Hobelspäne sich hier und da in die Kreide einschieben. Das ist besonders an den Stellen zu beobachten, wo Steine der Kreide aufliegen; diese sind in der Grundmoräne vorgeschoben worden, und wo sie schließlich an der Kreide fest saßen, da schob sich das nachdrängende feinere Geschiebematerial — der Mergel — noch zungenförmig unter dem Steine vorwärts, da unter dem Druckkegel des Steines in der Kreide wohl öfters eine Stelle geringeren Widerstandes entstehen mochte.

Diese Druckkegel sind in der Stoßrichtung des Eises vorwärts und durch den auflastenden Druck zugleich etwas abwärts gedrängt, so daß aus dem Parallelogramm dieser Kräfte die nebenstehende durch Punktierung gekennzeichnete Richtung des Kegels resultiert, und die untergeschobene Diluvialpartie spatenförmig darunter greift.

Tiefer greifende Störungen sind auf dieser Grenzfläche nirgends zu beobachten, und daß die genannten hobelnden Einwirkungen die Kreide auch nur in sehr geringem Maße abgetragen haben können, geht daraus hervor, daß die Feuersteinbänke der liegenden Kreide fast immer parallel unter deren Oberfläche liegen. Die geringe Differenz, die die Konkordanz der Auflagerung gelegentlich erkennen läßt, kann sehr wohl durch präglaziale Abtragung durch Wasser oder Wind verursacht sein.

Auch die Unterfläche des zweiten Geschiebemergels (M 2) über dem ersten Interglazial (J 1) zeigt eine durchaus ruhige Auflagerung. Auch dieses zweite Inlandeis muß sich also über eine Ebene oder in der Stoßrichtung sehr wenig geneigte Fläche geschoben haben, wenn auch anzunehmen ist, daß es lokale Sand- und Schuttanhäufungen einebnete. Auch hier ist aber von irgendwelchen nennenswerten Einwirkungen auf den Untergrund nichts zu bemerken.

Ein völlig anderes Bild zeigt die Auflagerung der Sedimente der jüngeren Eiszeit auf der Kreide und den älteren Ablagerungen des Diluviums. Hier sind allerorten starke Abtragungen, Stauchungen und Einpressungen zu beobachten, und dieser Unterschied kann natürlich nicht in einer Änderung der mechanischen Kräfte des Eises, sondern nur in einer Veränderung des überschrittenen Untergrundes liegen. Dieser ist eben durch die besprochenen baltischen Brüche zerhackt, und da die Hauptbrüche NW—SO, also ungefähr senkrecht zur Stoßrichtung des Eises verliefen, so wurden die Staffelkanten zu scharf aufragenden Hindernissen, die sich bis zu Höhen von 100 und mehr Metern dem Vordringen des Eises quer in den Weg stellten.

Unter diesen Umständen mußte der neue vordringende Eisrand starken Widerstand finden und zu beseitigen suchen. Von dem Höhenzug, der ihm in Jasmund und Arkona im Wege stand, ist nun gegenwärtig wohl schon ein erheblicher Teil, der ostwärts gelegen war, vom Meere abgetragen. KEILHACK hat darüber eine Berechnung an-

gestellt¹⁰⁾, die auf dem plötzlichen Abfall der Bachtäler basiert ist und aus deren vorheriger Neigung im Norden unserer Steilküste 1400 m, im Süden am Lenzer Bach etwa 500 m Abtragung des Ufers folgert.

Auf dem vom Meere abgetragenen östlichen Teil unseres Höhenzuges wird sich die Stoßwirkung des Eises vor allem konzentriert haben. In den uns heute erhaltenen und am Ufer sichtbaren Gebieten wird das Eis sich bereits dem Hindernis angepaßt haben, d. h. über dasselbe nach oben ausgewichen sein (vgl. Fig. 35). Immerhin überwiegt in unserer Uferzone die Abtragung noch weit über die Anhäufung von Sedimenten derart, daß dort durchschnittlich etwa 50 bis 80 m abgetragen und etwa 5 m aufgelagert sind.

Die glaziale Abtragung mag an einzelnen Stellen, wo wir uns die einstige Lagerung zuverlässig ergänzen können, wohl an 130 Meter betragen haben, während die Sedimente der letzten Eiszeiten nur selten wie hinter Scholle 6 und 10 größere Beträge erreichen, und an vielen Stellen ganz fehlen. Landeinwärts muß sich dieses Verhältnis wesentlich geändert haben. Der Pickberg mit 160 m Höhe besteht mit seiner Höhe aus Diluvium, wenn dieses auch dort einem hohen Sockel von Kreide aufgelagert sein mag. Auch bei Bergen ist das jüngste Diluvium offenbar ziemlich mächtig und Bohrungen beweisen, daß die Kreideoberfläche westlich der Linie Sagard unter NN sank. Wir werden danach annehmen können, daß die meisten Stoßwirkungen des Eises in unserem Ufergebiete durch spätere Abtragung wieder entfernt sind, und daß die uns vorliegenden Spuren des Eisstoßes aus verschiedenen Phasen dieser jüngeren Vereisung stammen. Im besonderen werden die Ablagerungen der jüngeren Eiszeit großenteils während deren Rückzugsphase entstanden sein.

Stoßwirkungen des dritten Eises sind seit einigen Jahren vortrefflich am Oberrand der Scholle 5 am Wissower Bach zu beobachten. Auf eine sehr lohnende Besprechung der Einzelheiten des Tafel VI abgebildeten Profiles muß ich in dieser vorläufigen Mitteilung verzichten, möchte aber doch darauf hinweisen, daß die fächerförmig aufrecht gestellten Falten rechts von dem scharf heraustretenden Kreideblock

¹⁰⁾ K. KEILHACK: Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen, l. c.

offenbar auf den von rechts (NO) heranzetretenen Druck des Eises zurückzuführen sind. Sie haben nicht das geringste zu tun mit den tief im Muldenkern der Scholle 5 beschriebenen Falten (Taf. V), die übrigens auch in entgegengesetzter Richtung, also nach Nordost, umgelegt sind.

Fig. 28 greift diese Fächerfalten aus der Tafel VI noch besonders heraus, da sie nach dem farbigen Bilde dort



Fig. 28. Die durch Eisdruck aufgepreßten Fächerfalten im „Zirkus“ der Scholle 5. Die Pfeile deuten die Stoßrichtung des dritten Inlandeises an.

farblos wiedergegeben sind und nicht so scharf in ihren Umrissen zu verfolgen sind. Man erkennt in Fig. 28 deutlich die drei Schichtglieder, links die Kreide (Kr) der Scholle IVe, die die Oberkante des Steilrandes über der Wissower Scholle bildet, in der Mitte den stark gestauchten Geschiebemergel (M), der in die Ostkante jener überhängenden Kreidescholle

zackig eingepreßt ist, rechts und oben darüber die Schichten des jüngeren Diluviums (D 3). Diese letzteren lassen die mit Pfeilen angedeutete aus Nordosten herkommende Stoßrichtung der jüngeren Grundmoräne noch sehr deutlich erkennen. Letztere greift mit vielen Keilen in die aufgerichteten älteren Diluvialmergel hinein, muß diese aber naturgemäß vorher aus einer flachen ruhigeren Lage zu Fächerfalten aufgestaut und gegen die hangende Kreidewand gepreßt haben. Auch diese ist offenbar durch die Pressung noch gestört worden; wenigstens dürfte der nach unten hängende und abgeknickte Zipfel der Kreide wohl vorher in der Verlängerung der oberen Kreidepartie flach nach Osten geneigt gewesen sein. Durch seine Verlagerung ist auch der Teil des Geschiebemergels, der unter dem vorspringenden Kreidezipfel lag, sehr stark zusammengequetscht und mit kleinen Zwickeln Kreide versetzt worden.

Daß hier einmal ausnahmsweise Stoßwirkungen des Eises, beziehungsweise seiner Grundmoräne erhalten und nicht wie sonst gewöhnlich am Steilufer später durch fortgesetzte glaziale Stoßwirkungen abgetragen sind, mag daraus erklärlich werden, daß diese Partie des Steilufers zunächst tief im Winkel vor der mindestens 90 m aufragenden Steilwand der Scholle IVe gelegen war (Fig. 29). Dadurch, daß nun das Inlandeis über dieses Hindernis hinwegkommen, beziehungsweise es erst allmählich abtragen mußte, und vorher die Niveaustufe durch Absatz von Grundmoränenmaterial auffüllte, drückte nur letzteres auf die obersten hängenden Teile der Diluvialscholle 5 und schützte diese nachher vor weiterer glazialer Abtragung. Bemerkenswert ist auch, daß der obere Teil unseres Profils (Tafel VI und Textfigur 28) die normale horizontale Schichtung der jüngeren Sedimente von D 3 zeigt. Sie bestehen wie sonst auch hier aus kreidehaltigen, weißlich grauen Mergeln und eingelagerten Geröllbänken, die Feuersteinbruchstücke mit nordischen Geschieben vermischt enthalten. Die Unterkante dieser jüngeren Schichten von D 3 geht nach links in die Oberkante unseres Steilufers über und stellt also die Abrasionsfläche der letzten Vereisung dar. Sie liegt also zwar konkordant, aber transgredierend auf den älteren Schichten einschließlich der stauenden Sedimente von D 3. Zwischen den Ablagerungen beider Schichten von D 3 liegt sonach die ganze Dauer der jüngeren Vereisung in unserem Gebiet. Diese kennzeichnet einen Hiatus ihrer Schichtenfolge.

Bei der Verbreiterung des Hafengeländes in Saßnitz wurden 1908 größere Aufschlüsse im jüngeren Diluvium geschaffen und boten bei ständiger Beobachtung des fortschreitenden Abbaues des Ufers sehr klaren Einblick in diesen Schichtenkomplex, der am Steilufer nördlich Saßnitz

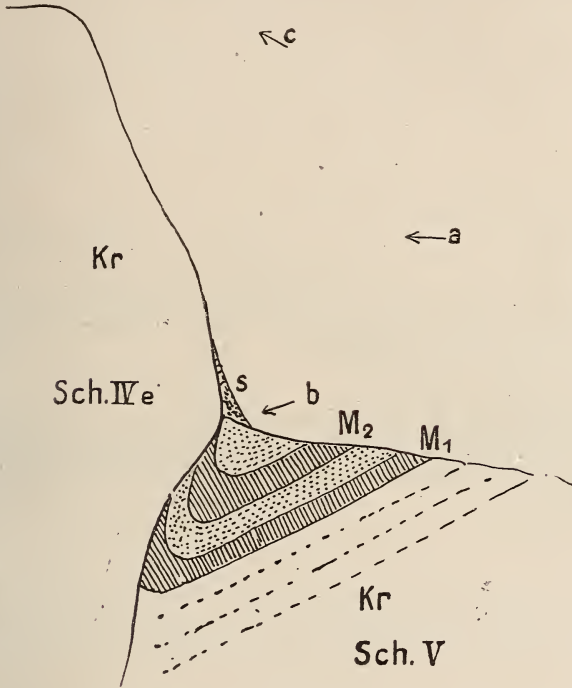


Fig. 29. Die Richtung des Eisdruckes (a, b, c) auf die eingeklemmten Diluvialschollen. Schematischer Querschnitt der Scholle 5. S Gehängeschutt.

in der Regel unter der Steilkante so hoch liegt, daß er weder von oben zugänglich noch von unten gut zu beobachten ist. Der Zeißsche Feldstecher erlaubt ja diese Mängel etwas auszugleichen, aber die schräge Aufsicht und die Schwierigkeit der zeichnerischen Wiedergabe machen hier alle Beobachtungen ungenau. So hat auch mir erst der unmittelbare Einblick in jene Hafenprofile einen klareren Aufschluß über unser jüngstes Diluvium verschafft.

KEILHACK bezeichnet (1912, l. c. Seite 157) diese Schichten als „wahrscheinlich jungdiluvial“. Ich muß diesen Bedenken gegenüber an meiner vorherigen Bestimmung derselben

als jüngeres Diluvium unbedingt festhalten. Sie sind von unseren altdiluvialen Schichten durchaus verschieden, und gerade ihr Gehalt an aufgearbeiteten Schollen älterer Schichten hat ja durch die zeitliche Fixierung der tektonischen Störungen unseres Gebietes volle Aufklärung gefunden.

Einige Skizzen an diesem Beobachtungsmaterial habe ich schon früher veröffentlicht und bringe hier drei besonders instruktive Bilder, die gerade die Stoßwirkung und die Aufarbeitung des Untergrundes deutlich erkennen lassen.

Die hier der Kreide aufliegenden aus aufgearbeitetem Geschiebemergel (M 1) und Kreide (Kr 1) bestehenden

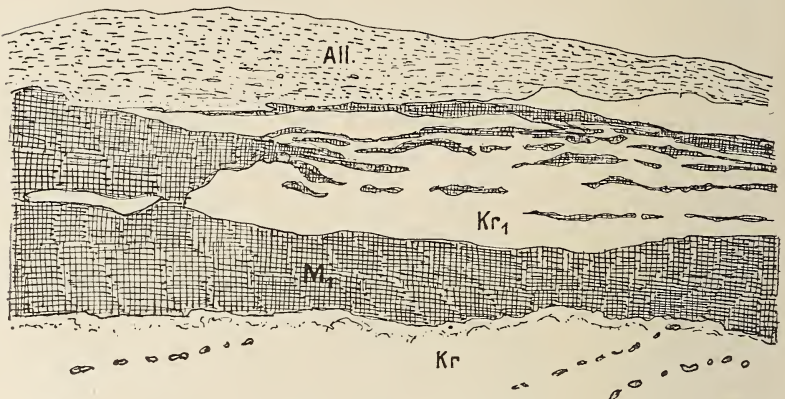


Fig. 30. Glaziale Hobelwirkungen der dritten Vereisung. \square anstehende Kreide, M 1 aufgearbeiteter älterer Geschiebemergel, Kr 1 abgehobelte Kreideblätter, All. Alluvium. Aufschluß beim Hafenbau 1908 unter dem Victoria-Hotel, jetzt vermauert.

Schichten bilden hier die einzigen Sedimente der dritten Vereisung, da die darüber liegenden Sande unter dem Humus wohl schon dem Alluvium zuzurechnen sind. Dieses Profil entstammt der gleichen Stelle, an der KEILHACK die Profile Tafel 16, Fig. 1 und 2 seiner oft zitierten Arbeit photographiert hat. Diese werden durch meine Zeichnung insofern vervollständigt, als diese die diskordante Auflagerung auf der liegenden Kreide erkennen läßt, deren Flintbänke schräg abgeschnitten werden. KEILHACK schloß übrigens aus einer Bohrung im Saßnitzer Hafen, daß diese liegende Kreide auch nur eine glazial bewegte Scholle sei. Ich kann dieser Annahme nicht ohne weiteres folgen, da mir die Lagerungsverhältnisse der Kreide und Diluvialschichten durch die von KEILHACK mitgeteilte Bohrung ebensowenig klargestellt

erscheinen, wie durch eine Reihe weiterer Bohrungen, die im Hafen niedergebracht wurden, aber nur geringe Tiefen erreichten. Ich halte es für möglich, daß die obersten 8 m Kreide des erstgenannten Bohrloches die translozierte Oberkante einer Kreidestaffel oberhalb einer Diluvialscholle darstellen, wie wir sie ja am Kreideufer fast allerorten über dem älteren Diluvium beobachten.

In dem Profil Fig. 31 waren abgehobelte Mergel und Kreideschollen an einer Verrutschung (V) vor einer westwärts gelegenen Kreidemasse (Kr) gestaut, und ihrerseits

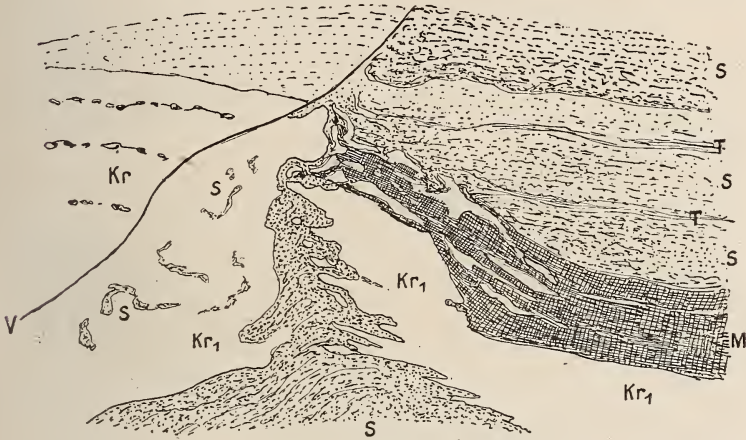


Fig. 31. Glaziale Stauungen von weißer Kreide und älteren Diluvialschichten an der Westmole des Saßnitzer Hafengeländes. 1908. Kr ein Kreideblock, V Verrutschung, Kr1 umgelagerte Kreideschollen. M älterer Geschiebemergel, S Sande, T tonige Sande.

von jüngeren, an dieser Stelle sandigen Schichten der jüngsten Vereisung überlagert. Die glazial translozierte Kreide (Kr 1) liegt hier über diluvialen Sanden, deren Alter nicht festzustellen ist. Sie stehen mit den oben ausgebreiteten Sanden in Zusammenhang und werden also wohl jungdiluvial sein, ebenso wie der linken Kreidescholle in bogigen Schmitzen eingepreßte Sandbänke. Jedenfalls ist die rechts gelegene Kreidescholle in diese tief gelegenen Sande mit scharfen Keilen eingesprengt, während das darüber folgende Paket von Mergeln (M), und Kreideschmitzen offenbar auf jener Kreidescholle transportiert wurde und daher nicht mehr gestört erscheint als die abgehobelten Schollen gleicher Zusammensetzung in dem vorher besprochenen Profil Fig. 30.

Noch schwerer zu deuten ist das Profil Fig. 32, das ich etwa an der Stelle des jetzigen Bahnhofes 1908 zeichnete, und das eine regellose Wechsellagerung von Sanden und verschleppten Partien älterer Sedimente zeigte. Bemerkenswert ist besonders die dunkle Geschiebemergelscholle links (d), die eine Kreidebank enthält und an deren Fältelung ihre eigene Stauchung erkennen läßt, und die Einschaltung scharf umgrenzter Sandpartien in den Schichten c und e. Diese haben ihre eigene Schichtung, und da sie diese kaum an

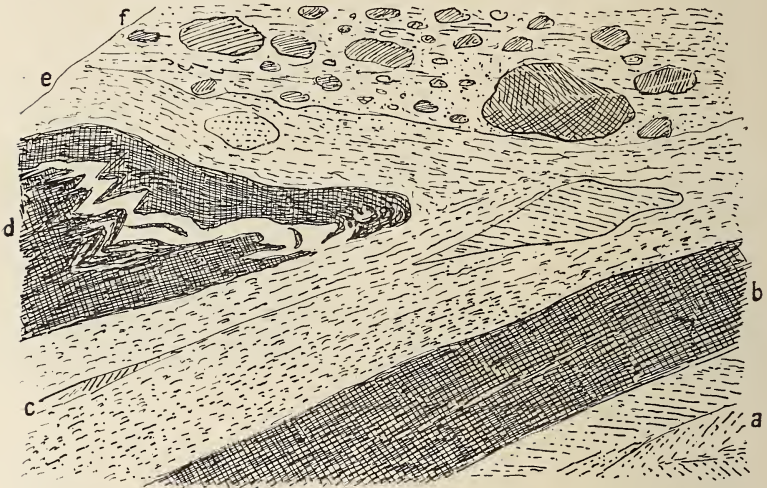


Fig. 32. Sedimente und Schollen der dritten Vereisung. 1908 aufgeschlossen am heutigen Hafbahnhof Saßnitz, a wechsellagerte Sande, b grauer, älterer Geschiebemergel, c eingelagerte, wahrscheinlich ursprünglich gefrorene Sandpartien, d Scholle von Geschiebemergel mit eingefalteter Kreide, e Sande gleicher Art wie c, f Schotter mit großen nordischen Geschieben und Feuersteinen.

der Stelle primär erhalten haben können, so möchte ich glauben, daß sie als gefrorene Schollen in die Sande eingelagert wurden. Ob sich die unteren Bänke, die Sande (a) und die Mergel (b) noch in mehr primärer Lagerung befinden als die darüberliegenden Massen, konnte ich bei der geringen Größe dieses Aufschlusses innerhalb einer kleinen Ausschachtung nicht ermitteln.

Wie stark in unserem Gebiet die Einwirkung des jüngeren Inlandeises war, dafür möchte ich an dieser Stelle auch ein Profil von der Greifswalder Oie abbilden, die ja von

unserem Steilufer nur etwa 30 km in ost-südöstlicher Richtung entfernt ist. Hier zeichnete ich 1914 am Westufer das beistehende Profil, Fig. 33.

An anderen Stellen des Steilufers der Greifswalder Oie beobachtete ich 1914 auch sehr deutlich, daß diese den Untergrund aufarbeitenden älteren Schichten des jüngsten

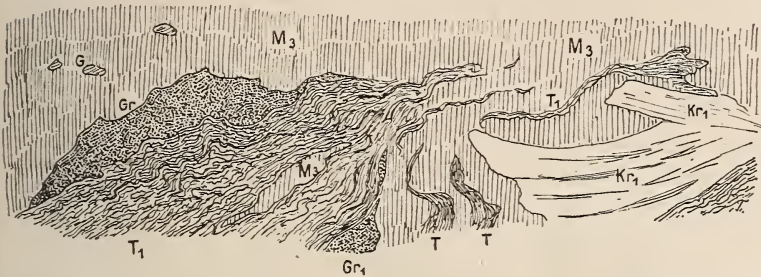


Fig. 33. Glaziale Stauungen der dritten Vereisung im Steilufer der Greifswalder Oie (1914). M3 brauner lehmiger Geschiebemergel der dritten Vereisung. Gr Grünsand. T dunkle Tone des Gault (?), Kr graue obere Kreide in geschichteten Schollen, ohne Feuersteine.

Diluviums mit scharfem Schnitt überlagert sind von lehmigen, jüngeren Schichten der letzten Eiszeit, wie wir das auch in dem Profil Tafel VI und in Fig. 32 sahen.

Daß man indessen nicht alle Störungen innerhalb der Sedimente der jüngeren Eiszeit als glaziale Druckwirkungen anzusehen hat, dafür scheint mir das Profil Fig. 34 einen guten Beleg zu bilden.

Hier ist die Oberfläche einer tonigen Sandschicht, die offenbar aus abgeschlammtem älteren Geschiebemergel entstanden ist, in ganz wirrer Weise verknetet mit den darüber folgenden Sanden (d). Daß diese oberflächlichen Stauchungen einer einzelnen horizontalen Bank, die den oberen Schichten des Profils Fig. 31 einzureihen wäre, nicht auf Stoßwirkungen eines Eisrandes zurückzuführen sind, bedarf wohl keines Beweises, aber eine andere Frage ist, wie derartige Verknetungen zweier einzelner Bänke überhaupt zustandekommen. Diese Bewegungen mögen ein Gegenstück zu den Dutenmergeln und Stylolithen bilden und durch die Weichheit des Materials in andere Bahnen geleitet sein. Man kann sich vielleicht vorstellen, daß abgleitende Sande einen schrägen Druck auf eine Tonschicht ausübten und deren obere Partien wellig mitzogen. Erwägt man

aber, daß die Oberfläche der tonigen Bank jetzt auf der Strecke unseres Profiles etwa dreimal so lang ist als ihre ebene Schichtfläche sein würde und in diesem Falle war, so ergibt das schon eine so weitgehende Zerrung der Oberfläche, daß es noch schwerer wird, sich die Faltungen ohne Zerreißung der Oberfläche zu erklären. Man könnte vielleicht annehmen, daß der Ton durch Faulschlamm- bildung einen fettreichen Überzug erhalten hatte, und daß sich dann dadurch noch mehr Wasser auf seiner Oberfläche ansammelte und die auflagernden Sande besonders plastisch machte. Jedenfalls werden solche Veränderungen nur möglich sein,

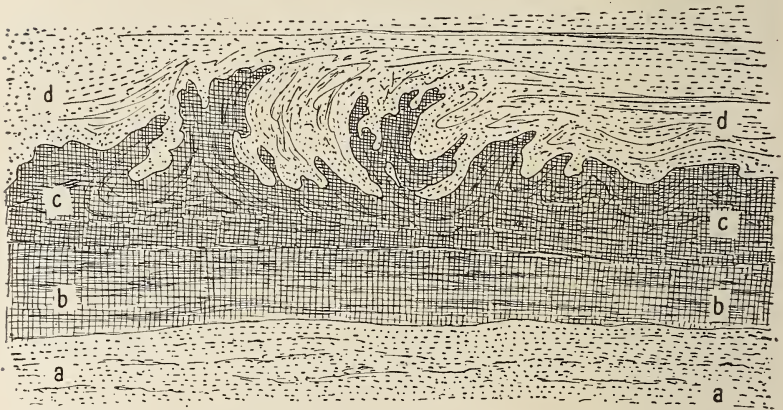


Fig. 34. Eigentümlich wellenförmige Aufpressungen toniger Sande (c) im oberen Diluvium. Hafengelände Saßnitz 1908.

wenn sie in langer Zeit und größter Ruhe erfolgen konnten, so daß auch minimale Kräfte schichtigen Zusammenhaltes ihren Wert behielten.

Während die Schichten des jüngeren Diluviums in den eben besprochenen Profilen des Hafengeländes auf nahezu ebenem Gelände nur im Schatten der Jasmunder Höhen abgesetzt wurden, bestehen die von dem Eise neu gebildeten Ablagerungen des jüngsten Diluviums am Uferrand von Jasmund (D3 unserer Profile) zumeist in Geröllbänken und weißlich gefärbten Mergeln, in denen Kreide mit diluvialen Schuttmassen gemischt ist. Typischer Geschiebemergel scheint dort gänzlich zu fehlen, ebenso Sande. Der Grund dieser Anomalie ist wohl darin zu suchen, daß das Eis bei seinem Vorrücken dort nur abtragend wirkte, und daß sich größere Sedimente erst beim

Rückzuge des Eises bilden konnten. Diese aber entstanden dann wesentlich aus einer Mischung abgeschlammter Kreidemassen mit dem Geschiebemergel des abtauenden Eises. Ein längerer Stillstand des letzteren hat in unserer Uferzone offenbar nicht stattgefunden. Die lokalen Anschwellungen dieses glazialen und lokalen Schutttes, dieser „Mischmoräne“, wie ich sie kurz nennen will, sind allem Anschein nach Anfüllungen tieferer Stellen der damaligen Oberfläche, die gewiß auch damals schon von Abflußrinnen angeschnitten war.

Die Uferprofile, die im Steilrand der Greifswalder Oie seit längerer Zeit bekannt sind, uns 1908 im Saßnitzer Hafen entgegentraten und sich auch an anderen Stellen des Rügener Ostufers wie zum Beispiel am Lobber Ort wiederfinden, entsprechen offenbar ziemlich genau denen, die E. GEINITZ¹¹⁾ von der Stoltera bei Warnemünde eingehend beschrieben hat. Auch dort handelt es sich anscheinend nur um jüngeres Diluvium, und GEINITZ' Kampf gegen eine scharfe Sonderung von verschiedenen Grundmoränen und Interglazialschichten mag an dieser Stelle wohl seine Berechtigung haben. Was in solchen posttektonischen Diluvial-Sedimenten von älteren Schichten steckt, ist eben nicht mehr wie im Steilufer Rügens an primärer Lagerstätte. Daß auch in Mecklenburg tektonische Bewegungen im Diluvium eintraten, dafür hat GEINITZ ja auch schon verschiedene Belege gebracht. Es will mir aber scheinen, daß diese nicht verschiedenen Zeitpunkten des Diluviums angehören, sondern zeitlich und räumlich unserm baltischen Bruchsystem entsprechen.

6. Zur Stratigraphie unserer Diluvialschichten.

Auf eine Diskussion der Frage, ob unsere glazialen Sedimente einer einheitlichen oder mehreren zeitlich getrennten Vereisungen entstammen, glaube ich verzichten zu können. GAGEL¹²⁾ hat eine so gründliche und umfassende Behandlung der einschlägigen Tatsachen und Gesichtspunkte veröffentlicht, daß an der tatsächlichen Existenz interglazialer Zwischenschichten und mehrmaliger Vorstöße des

¹¹⁾ EUG. GEINITZ: Die Stoltera bei Warnemünde (Mitt. d. Meckl. Geol. Landesanstalt Rostock 1907 — Das Diluvialproblem der Stoltera (Arch. d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. Mecklenburg Jahrg. 67 Güstrow 1913).

¹²⁾ C. GAGEL: Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands in diluvialer Zeit (Geol. Rundschau Bd. IV 1913. 319. 444. 588).

Inlandeises auf dem Boden Deutschlands wohl' nicht mehr zu zweifeln ist. Im übrigen scheint mir die Streitfrage bereits in Nebengeleise geschoben zu sein; dort wird aus dem reichen Tatsachenmaterial der beiderseitigen Auffassungen gewiß in Ruhe manches Gute entladen werden können. Wenn aber auch die Darlegungen GAGELS eine mehrmalige Vereisung Norddeutschlands durchaus bestätigt haben, so ist über die Zahl dieser Eiszeiten noch keinerlei Klärung und Einigung erzielt worden, nicht einmal in dem engen Rahmen Norddeutschlands, geschweige denn im breiteren Felde der europäischen Vereisungen.

Unter diesen Umständen muß so klaren Profilen, wie sie in unserem Jasmunder Steilufer vorliegen, eine besondere Bedeutung zukommen.

Die Teilung, die wir hier in älteres und jüngeres Diluvium vornahmen, war bedingt durch den Eintritt der baltischen Brüche, und somit nur von lokaler Bedeutung. Wenn wir diese Zweiteilung also auch nicht auf weiter entfernte Diluvialgebiete wie Süd- und Westdeutschland, die Alpen und Frankreich übertragen können, so deuten doch andererseits viele Horstbildungen in Norddeutschland, wie die zahlreichen Vorkommnisse mesozoischer Schollen in Pommern und Mecklenburg, die Triashorste von Rüdersdorf, Hohensalza u. a., sowie viele Vorragungen tertiärer Gesteine in weiterem Umkreise auf eine weite Verbreitung der baltischen Brüche und somit auch auf deren Bedeutung für die norddeutsche Ebene. Vor allem wäre es wichtig, festzustellen, ob jene baltischen Brüche dort wie in Rügen die einzige tektonische Störung während des Diluviums bildeten und somit allgemein die einschneidende Bedeutung hätten, die ihnen in Rügen zukommt.

Hier war ja das ältere Diluvium ganz flach abgelagert worden, und die Gletscher haben also kaum nennenswerte Aufarbeitungen des Untergrundes vorgenommen. Die Unterlage blieb von seiten des Eises ungestört, nicht einmal Feuersteine wurden der Kreide in größerer Zahl entnommen. Würden wir dasselbe für die norddeutsche Ebene annehmen müssen, dann würden dem älteren Diluvium im Rügener Sinne nur feuersteinfreie Geschiebemergel und Interglazialschichten zuzurechnen sein. Alle Diluvialschichten, die Feuersteine in größerer Zahl und abgerissene Schollen älterer Gesteine enthielten, müßten dem jüngeren Diluvium Rügens gleichzustellen sein. Dann aber wäre zu prüfen, ob einwandfreie Schichten dieses älteren Diluviums aus Norddeutsch-

land noch sicher festzustellen sind. Sind aber die Gebiete südöstlich von Rügen schon vor den Baltischen Brüchen von tektonischen Ereignissen gestört worden, dann kann auch dort das Eis der älteren Vereisungen in gestörten Partien des Untergrundes Hindernisse gefunden und Schichten des letzteren aufgearbeitet haben. Zur Klärung dieser Fragen reicht unsere bisherige Kenntnis des norddeutschen Diluviums wohl noch nicht aus.

Von allgemeinsten Bedeutung für die Beurteilung und stratigraphische Gliederung des Diluviums ist die Zahl einzelner Vereisungen. Ich will dabei zunächst nur unsere Rügener Verhältnisse zu deuten suchen. Darüber herrscht seit längerer Zeit Einigkeit, daß das jüngere Diluvium in Rügen — ich will es kurz das „posttektonische“ nennen — einer anderen späteren Vereisung angehört als das ältere „prätektonische“ mit seinem regelmäßig abgesetzten Geschiebemergel, obwohl man die jetzt erst durch meine Untersuchungen klargestellten Interglazialschichten (J 2) zwischen diesen Vereisungen vorher noch nicht kannte. Jetzt wissen wir, daß die baltischen Brüche gegen das Ende der zweiten Interglazialzeit eintraten.

Nun blieb aber fraglich, ob vor dieser wichtigen Interglazialphase eine oder zwei ältere Vereisungen anzunehmen sind. Die Lagerungsverhältnisse des älteren Diluviums in den Schollen innerhalb der Kreide waren noch wenig genau bekannt und schienen wechselnde Verhältnisse darzubieten. RUDOLF CREDNER deutete diese Schichten zusammen als Sedimente einer einzigen älteren Vereisung. PHILIPPI spricht zwar öfters von einer „typisch-dreiteiligen“ Gliederung dieser Schichten in einen unteren Geschiebemergel, mittlere Sande und zweiten Geschiebemergel, aber die Verhältnisse schienen doch an anderen Stellen zu kompliziert, als daß er diese beiden älteren Geschiebemergel als Sedimente zweier getrennter Eiszeiten gedeutet hätte. KEILHACK glaubte an einzelnen wenigen Stellen — in Betracht kam offenbar vor allem Scholle 4 — nicht zwei, sondern drei ältere Geschiebemergel zu finden, die nun eine andere und zwar tektonische Aufklärung gefunden haben (vgl. Seite 97). Er glaubte ferner an einzelnen Stellen der Steilwand in den unteren Interglazialschichten (J 1) eingelagerte dünne Bänke von Geschiebemergel zu sehen und daher eine unregelmäßige mehrfache Wechsellagerung von Geschiebemergeln und Sanden annehmen zu müssen. Nun aber habe ich durch Abgraben mehrerer solcher fraglicher Stellen die zwischen-

gelagerten Mergel als tonige Sandbänke feststellen können, die nur auf ihrer Außenfläche durch Verkrustung tonigen Materials den Eindruck von Geschiebemergeln erweckten, aber frei von Geschieben sind und offenbar in Wasserbecken zwischen fluviatilen Sanden zum Absatz gelangt waren. War damit der sandige Charakter der Zwischenschichten, soweit ich sehen konnte, wieder klargestellt, so zeigten sich auch in allen neuen Aufschlüssen die beiden älteren Geschiebemergel als petrographisch einheitliche und stratigraphisch scharf abgegrenzte Bänke. Auch die eine Stelle, wo KEILHACK in fluviatilen Mergeln eine abweichende Fazies des untersten Geschiebemergels erblicken zu müssen glaubte, in Scholle 9, kann es sich nur um jungdiluviale kreidehaltige Mergel handeln, die in einem Einschnitt eingelagert sind, und auf die dann sekundär andere diluviale Schichten aufgeschoben sind.

Nach alledem scheint mir jetzt klar zu sein, daß das prätektonische „ältere“ Diluvium Jasmunds aus zwei Geschiebemergeln und zwei Interglazialschichten bestand, die in allen Profilen dieser Arbeit mit M1, J1, M2 und J2 bezeichnet wurden und sämtlich — und soviel ich sah — ausnahmslos stratigraphisch scharf abgegrenzt und charakterisiert sind. Nach dieser Klärung trage ich kein Bedenken, zwei ältere prätektonische Vereisungen unseres Gebietes anzunehmen, zumal sich in beiden Interglazialschichten Fossilien gefunden haben. Dieses Ergebnis bestätigt die von C. GAGEL l. c. vertretenen Auffassungen unserer Eiszeiten. Wie weit die erste dieser Vereisungen nach Süden reichte, läßt sich noch nicht mit Sicherheit feststellen. Ihr Geschiebemergel (M1) keilt sich wohl in dem beobachteten Gebiet von zirka 10 m allmählich auf 1,5 m aus und scheint weiter südlich bei Saßnitz zu fehlen. Ob aber dieser Mangel auf lokale Umstände zurückzuführen ist — im Küsterschen Bruch nördlich Saßnitz fanden sich in J1 Süßwasser- und Meeres-Konchylien —, oder ob gerade hier durch unser Gebiet die Südgrenze dieser Vereisung lief, muß ich vorläufig dahingestellt sein lassen. Westwärts scheint sich diese älteste Vereisung unserer Gebiete bis nach Hamburg erstreckt zu haben, da dort in Tiefbohrungen zwei ältere Geschiebemergel gefunden wurden.

Die zweite Vereisung scheint stärker und in unserem Gebiete gleichmäßiger gewesen zu sein, da ihr Geschiebe-

mergel selten unter 7 m herunter geht, und sich auch nach Süden zu kaum zu verringern scheint. Diese Vereisung dürfte also eine weite Verbreitung gehabt haben und länger gedauert haben als die erste.

Die zweiten Interglazialschichten (J 2) sind stellenweise recht mächtig; da sie aber nur in eingesenkten Gräben erhalten und dort muldenförmig zusammengestaut wurden (Taf. V), so ist ihre Mächtigkeit schwer zu beurteilen. An einzelnen Stellen scheint sie bis 8 m erreicht zu haben, während das erste Interglazial in normaler Schichtbildung selten mehr als 4 m erreicht.

Die posttektonischen Diluvialschichten gehören anscheinend nur einer Vereisung an. Auch die neuen Aufschlüsse haben in unserem Gebiet noch keinen sicheren Anhaltspunkt für eine auch nur lokale Unterbrechung dieser Eiszeit geliefert. Wir können uns die Verschiedenartigkeit ihrer Sedimente damit erklären, daß in unserem einstmals vor dem Eise ansteigenden Ufergebiet von Jasmund das Eis, von einzelnen Ausnahmen abgesehen, dauernd abtragend wirkte und im allgemeinen erst bei seinem Rückzuge Sedimente bildete, die stark durch die Erosion des erhöhten Kreidegrundes beeinflußt waren und daher vorwiegend eine Mischung abgeschlammter Kreide, gemischt mit Diluvialmassen, zeigen. Südlich der Jasmunder Höhen und im Innern von Rügen überwiegt die ausgleichende Ablagerung abgehobelter Kreide und Diluvialmassen und die Aufschüttung von Moränenschutt während der letzten Stillstandslagen beim Rückzuge dieser Vereisung.

Die letzte Vereisung Rügens fällt ja nun unzweifelhaft stratigraphisch zusammen mit den jüngeren Glazialbildungen Norddeutschlands.

Wenn der Strom dieser letzten Vereisung dem Zuge der Ostsee folgte — was wir jetzt wohl allgemein annehmen —, dann müssen seine Rügener Sedimente jünger sein als die Endmoränenzüge, die das südliche Pommern und Mecklenburg als baltischer Landrücken durchziehen. Wieder etwas älter mögen die sein, die südlich davon in der Mark und bis nach dem nördlichen Schlesien hinein auch heute noch den Charakter der Endmoränenlandschaft bewahrt haben. Sowohl GAGEL vom geologischen, wie PENCK vom geographischen Standpunkte legen besonderen Wert darauf, daß sich weiter südlich in Schlesien und ebenso im Königreich Sachsen dieser glaziale Landschaftscharakter in den Diluvialgebieten vollständig verwischt. Nun ist die Frage, ob diese

letzteren Randgebiete unseres glazialen Diluviums noch der letzten Vereisung angehörten, oder ob sie wegen des Mangels typischer Endmoränenzüge so viel älter sein müssen, daß sie überhaupt nicht mehr der letzten Vereisung zuzuschreiben sind, sondern einer früheren, also wohl unserer zweiten Vereisung entstammen¹³⁾.

Inwieweit zur Lösung dieser Fragen neuere Bohrprofile in Norddeutschland beitragen werden, vermag ich hier nicht zu übersehen, hoffe aber, daß die Klärung der diluvialen Sedimente in Rügen auch zur Klarstellung dieses größeren Problems der norddeutschen Ebene dienlich sein wird.

Aber auch abgesehen von dem Verhältnis des Rügener Geschiebemergels zu den Diluvialschichten des norddeutschen Flachlandes beansprucht die mehrmalige Vereisung Rügens ein großes Interesse für die Beurteilung und Parallelisierung der Eiszeiten überhaupt. Skandinavien ist ja wohl während des ganzen Diluviums größtenteils von dem Inlandeis bedeckt geblieben und mochte als Ganzes ein riesiges Firngebiet bilden, das als größten den im Zuge der Ostsee ableitenden Eisstrom nährte, der dann auch Norddeutschland bedeckte. Ich schließe mich der Ansicht an, daß mehrfache Hebungen und Senkungen Schwedens, wie sie ja noch im Alluvium nachschwingen, die Länge des baltischen Riesenstromes veränderten und damit unsere Eiszeiten bedingten. Das sind also, wenn man so will, periphere Schwankungen einer Vereisung, aber für uns kommt es doch darauf an, vor allem unsern Boden aufzuklären und also unsere Vereisungen und Interglazialzeiten auseinanderzuhalten. Wo die letzteren Reste und Spuren organischen Lebens enthalten, muß das Land wirklich eisfrei gewesen sein. Wenn nun diese Eisfreiheit wiederholt bis nach Rügen hinauf reichte, so müssen auch alle südlich und westlich davon gelegenen Glazialgebiete in der gleichen Zeit und zwar jedesmal noch länger als Rügen vom Eise befreit gewesen sein.

Die klimatischen Folgen weitgehender Vorstöße des Eises müssen sich auf weite Entfernungen geltend gemacht haben, da schon ein einzelner Eisberg im Atlantischen Ozean seine Anwesenheit in großem Umkreise durch eine starke Senkung der Temperatur den Schiffen bemerkbar macht. Es scheint

¹³⁾ Vgl. hier auch die übersichtliche Besprechung dieser Probleme in einem Aufsatz von EDW. HENNING: Die Anzahl der diluvialen Vereisungen Nordeuropas. (Naturwiss. Wochenschrift 1915, Seite 577).

mir daher durchaus annehmbar, daß die nordische Vereisung auf die deutschen Gebirge und die Alpen eine so starke klimatische Rückwirkung ausübte, daß diese nicht nur ihre Vergletscherung, sondern auch deren Schwankungen bedingte. Im anderen Falle wäre es sehr schwer, eine irgendwie befriedigende Erklärung dafür zu finden, daß auch in den Alpen Beweise mehrfacher Vereisungen und Interglazialperioden vorliegen. Solange wir wenigstens mit tellurischen Ursachen der Eiszeit rechnen, würde es kaum möglich sein, tektonische oder aber, wie ich kurz sagen möchte, „epidynamische“ Kräfte aufzuspüren, die in weit getrennten und physisch sehr verschiedenen Gebieten annähernd gleichzeitig dieselben abnormen Wirkungen hervorriefen. Fassen wir aber die Vereisungen der Alpen und die klimatischen Schwankungen im Diluvium Frankreichs als Relais-Erscheinungen oder deutsch „Rückwirkungen“ auf, so vereinfachen sich die Schwierigkeiten unserer Beurteilung hinsichtlich dieser Gebiete sehr bedeutend; die Möglichkeit lokaler Ursachen zu Vereisungen braucht allgemeinere Ursachen zu Temperatur-Erniedrigungen nicht auszuschließen. Die letzteren könnten dabei steigernd und auslösend gewirkt haben.

7. Die Reihenfolge der Ereignisse.

Wenn ich zum Schluß die Ergebnisse unserer Beobachtungen an dem Jasmunder Ufer in zeitlicher Folge zusammenstelle, so scheinen mir folgende Punkte besonderer Hervorhebung wert.

1. Die obersezone Mukronatenkreide, die uns als einziger Horizont der Kreide im Jasmunder Steilufer sowie bei Arkona und in Møen entgegentritt, wurde von DEECKE auf etwa 200 m Mächtigkeit geschätzt. Da uns aber in den Brüchen von Jasmund Sprunghöhen von ca. 120 m entgegentraten, die Erscheinungen auf Møen noch großartiger sind als in Rügen, und in beiden Inseln nirgends in der weißen Feuersteinkreide ein anderer Horizont des Senons zutage tritt, so dürfte schon deshalb eine größere Mächtigkeit der Mukronatenkreide wahrscheinlich sein. Wir werden danach und nach der weiten Verbreitung dieser Schichten nach Osten hin ihr wohl eine Mächtigkeit von ungefähr 300 m zuschreiben können. Wir dürften weiter unsere Vorstellung revidieren müssen, daß die weiße Kreide nur in geringer Tiefe entstanden sei. Sowohl lithogenetische

Vergleichsmomente wie faunistische Erwägungen sprechen dafür, daß sich die Schreibkreide in einer Tiefe von etwa 1500 m gebildet habe.

2. Nehmen wir den genannten Wert als wahrscheinlich an, dann müssen wir noch vor dem Ende des Senons eine Hebung dieses Bodens — eine „Mukronatenhebung“ — wenigstens um den Betrag seiner Meerestiefe annehmen. Bei uns fehlt das Danien als jüngstes Glied der Kreide; wir finden es erst westwärts am Stevns Klint als ufernahe Flachseebildung.

3. Tertiäre Schichten fehlen in Rügen gänzlich. Vereinzelt fanden sich namentlich Bernsteinstücke und Kugeln des oligozänen Stettiner Sandes, aber sie wie andere seltene Tertiärgesteine sind als Geschiebe von der letzten Vereisung dorthin getragen und vorher irgendeinem Punkte des südlichen Ostseegebietes entnommen. Eozän-schichten, die GEINITZ kürzlich bei Warnemünde in einem Bohrloch fand, werden von ihm als Faulschlamm-Sedimente gedeutet; eozäne Tone als Geschiebe auf der Oie, eozäne Quarzite mit Pflanzenresten, die v. LINSTOW neulich aus Finkenwalde beschrieb, sprechen ebenfalls für kontinentale Absätze in der nahen Umgebung Rügens. Da dieses auch in den tiefsten Senken und Stufen keine derartigen Absätze erhalten zeigt, werden wir wohl annehmen dürfen, daß es seit der postmukronaten Hebung Festland war.

4. Daß das Land im Beginn des Diluviums zwischen Schweden, Rügen und Möen eben ausgebreitet war, und als damalige Oberfläche eine Landbrücke zwischen Schweden und Deutschland bildete, dafür spricht auch die mehrfach bemerkte Tatsache, daß der unterste Geschiebemergel ganz konkordant auf den Kreideschichten aufliegt. Dieses Lageverhältnis ist in jeder Diluvialscholle zu beobachten; die minimalen Abweichungen, daß die Unterfläche des Diluviums an einigen Stellen den Feuersteinbänken nicht ganz parallel ist, würde sich natürlich mit normalen Ungleichmäßigkeiten der Lagerung oder mit einer geringen Denudation durch Wind oder Regen auf der Festlandsfläche vollauf erklären. Würde man aber auf derselben eine vorherige Ablagerung der tertiären Schichtenfolge und deren spätere Abtragung durch glaziale Abhobelung annehmen, so müßte das Eis bei dem Wegräumen solcher Hindernisse ungleichmäßiger verfahren sein und müßte auch in die Kreide selbst Subjektionen jener Tertiärschichten eingepreßt

haben, wie in Jasmund in analoger Weise die Grundmoräne des jüngsten Inlandeises ihr Material in Vertiefungen ihres Untergrundes einpreßte. Ich halte deshalb für wahrscheinlich — mehr will ich damit auch nicht behaupten —, daß das erste Inlandeis sich ruhig und glatt über eine ebene, wohl etwas nach Süden geneigte Kreidefläche schob. Eine flache Neigung nach Süden beziehungsweise Südwesten würde den Widerstand der Fläche gegen das Vorrücken des Eises noch mehr verringert haben, deshalb halte ich sie für wahrscheinlich, da die Reibung offenbar hier sehr gering war. Mit ihrem Lageverhältnis zu der fennoscandischen Platte wäre diese Annahme ja ohne weiteres vereinbar.

5. Der erste Geschiebemergel (M 1) keilt sich innerhalb des Jasmunder Steilrandes deutlich nach Süden aus und scheint in Saßnitz zu fehlen. Ob dort wirklich sein Südrand zu suchen ist, lasse ich dahingestellt; nach Westen scheint diese Vereisung jedenfalls weiter gereicht zu haben, wenn man wenigstens die Lagerungsverhältnisse in den bekannten Hamburger Bohrlöchern und dessen Deutung durch die Hamburger Geologen für beweiskräftig ansieht; Einlagerungen habe ich hier nur einmal in Form von ausgewalzten Sandschmitzen beobachtet und nehme an, daß sich solche in größerer Häufigkeit auch erst am Ende eines Eisstromes einstellen. Auch von irgendwelcher Schichtung habe ich innerhalb dieser typischen Grundmoräne nichts bemerkt, werde aber auf den Rat des Herrn ALBRECHT PENCK darauf mehr als bisher achten. Wenn tatsächlich jede Schichtung fehlte, dann würde ich daraus folgern, daß sich das Material der Grundmoräne innerhalb des Stromes in einem eigenartigen durch Frost und Druck bedingten Plastizitätszustande befindet, daß es dabei als Masse im ganzen gewälzt wird, also zunächst keine Schichtung annehmen kann.

6. Die als erstes Interglazial (J 1) bezeichneten Sandschichten zeigen dieselbe Einheitlichkeit wie der erste Geschiebemergel. Es sind Sande und Kiese mit gelegentlichen Einlagerungen dünner Bänke sandigen Tones. Dieser ist in der Regel nur einige Millimeter oder Zentimeter dick, gelblich-grünlich-grau gefärbt und ziemlich feinkörnig, oben oder unten oft in feine sandige Lagen übergehend. Diese Tone sind offenbar Absätze aus stehenden oder sehr schwach fließenden Wassertümpeln, die vorübergehend in den tieferen

Stellen fluviatil bewegter Sandflächen entstanden und bald wieder zugeschüttet wurden. Die Sande sind wechselschichtig. Diese Bezeichnung schlage ich vor, da die bisher empfohlenen Ersatzmittel für die entsetzliche „diskordante Parallelstruktur“ wie Kreuz-Diagonal- und Querschichtung andere sprachliche Nachteile aufweisen.

Wie diese Wechselschichtung so spricht auch die Einlagerung der Tonbänder nicht für eine Entstehung dieser Schichten unter dem Eis oder in wechselndem Kontakt mit diesem, sondern außerhalb des Eisrandes. So sieht man sie vor jedem rückläufigen Gletscher. Aus Island hat sie KEILHACK in größerem Umfange bekannt gemacht. Sie decken sich nicht ganz mit dem Begriff der „Sandr“, wenigstens nicht in dem Sinne, den diese in Norddeutschland erhalten haben, wo sie sekundär umgelagerte Sandflächen am Außenrand alter Moränenzüge bedeuten. Solche primäre, vor dem Eisrande entstandene und unter ständiger Einwirkung abfließender Wässer stehende Ebenen könnte man vielleicht als „Fließflächen“ bezeichnen. Die oben schon begründete Wahrscheinlichkeit, daß die erste Grundmoräne auf einer flach südwärts geneigten Kreidefläche abgesetzt wurde, könnte auch die gleichmäßige weite Ausbreitung dieser Fließfläche erklären. Einlagerungen von Geschiebemergel habe ich in diesen Schichten hier nirgends gefunden. Aus ihnen beschrieb auch E. STRUCKMANN jene berühmten gewordenen Faunen und Floren, die er 1878 am Eingang des alten Küsterschen Bruches in Saßnitz entdeckte. Nach alle dem glaube ich, in diesen übrigens nur wenige Meter mächtigen Sandschichten ein echtes Interglazial erblicken zu müssen.

7. Eine zweite Vereisung schneidet die vorgenannten Sandschichten in der Regel ziemlich scharf ab und lagerte auf dieser Abscherungsfläche nun seine Grundmoräne, M2, ab. Auch diese ist, wie M1, fast durchweg einheitlich aus typischem Geschiebemergel gebildet und zeigt nur vereinzelt kleine ausgewalzte Schnitzen von Sand. Es ist mir dabei nicht klar, ob diese wie in Scholle 4 nicht durch nachträgliche Stauungen, durch Bildung von Zwischenräumen und deren Ausfüllung entstanden sind. Auch dieser Geschiebemergel muß als Grundmoräne mitten im Strome des Inlandeises entstanden sein. Seine größere Mächtigkeit von zirka 7—12 m spricht für eine wesentlich größere Mächtigkeit des Eises und — was damit wohl in engstem Zusammenhange steht — eine längere Dauer dieser Ver-

eisung. Sie wird also wesentlich weiter nach Norddeutschland hineingereicht haben als die erste.

Bemerkenswert ist auch die tiefgreifende Verwitterung dieses Mergels, bei der sich dessen blaugraue Urfarbe in eine gelblich braune Lehmfarbe abändert. Es scheint mir aber, daß diese Verwitterungszone besonders dort anschwillt, wo der Mergel nachträglich stark gestört wurde, vor allem durch Pressung oder Faltung. In solchen Fällen treten eben entfärbte Partien auch nesterartig zwischen blaugrauem Mergel auf. Ein Zusammenhang mit ihrer einstigen Oberfläche mag überall vorhanden gewesen sein, wenn er auch im einzelnen Anschnitt nicht nachweisbar ist. Für Zeitrechnungen werden also hier nur Schichten in Betracht kommen, deren Lagerung offensichtlich ungestört blieb.

8. Das zweite Interglazial J2 war bisher nicht bekannt und ist auch nur in einigen Schollen erhalten, am klarsten im Muldenkern der Scholle 5 an der Mündung des Wissower Baches. Dort habe ich es auf einer Fläche von 30:12 m abgegraben und mit allen Einzelheiten im Maßstabe $\frac{1}{10}$ farbig gezeichnet. Von diesem umfangreichen Profil will Herr Geheimrat BEYNSCHLAG eine farbige Kopie anfertigen lassen, die meiner definitiven Arbeit in den Abhandlungen der Geologischen Landesanstalt beigegeben werden soll. Hier habe ich zunächst eine kleine Federzeichnung von diesem Profil auf Taf. V wiedergegeben. Die gleiche Schichtenfolge zeigt sich auch in der Scholle 4, ebenfalls deren Muldenkern eingelagert (vgl. Fig. 8 u. 9, S. 99 und 101). Nahe bei Saßnitz zwischen den Prinzenhäusern und der „Bläse“ scheinen diese Schichten besonders große Mächtigkeit erlangt zu haben, doch sind die tektonischen Verhältnisse dieser Scholle 1 bisher noch nicht aufgeklärt. In der Scholle 5 fand ich in diesen Schichten Holzreste und mehrere kohlige Schmitzen, deren botanische Untersuchung leider noch aussteht. Schwerlich dürften diese Pflanzenlagen weit transportiert sein und können als Beweis für eine zeitweise Eisfreiheit dieses Gebietes angesehen werden. Auch Zähne von *Elephas primigenius*, die mir von mehreren Fundorten Rügens vorliegen, könnten aus Schichten dieses Alters stammen.

9. Die tektonischen Störungen unseres Gebietes, die sich wohl als Randbewegungen an der fennoscandischen Masse charakterisieren, begannen mit einer großen Aufwölbung, die den ganzen östlichen Rand des heutigen Jasmund in eine Antiklinale hineinzog, deren Achse bei

NW—SO-Verlauf östlich des heutigen Rügens einen gewaltigen Sattel aufwölbte, dem mindestens ein weiterer westlich bei Möen folgte. Im Ostufer Jasmunds ist nur der westlich einfallende Flügel dieser Antiklinale nachweisbar. Daß deren Aufwölbung den vertikalen Abbrüchen voranging, ergibt sich daraus, daß die Schichten am Ufer trotz aller großen Dislokationen westsüdwestlich einfallen. Die späteren Brüche folgten nun der Sattelachse jener Antiklinale, sind also als streichende, ihr Gewölbe schwächende Brüche aufzufassen. Wenn in der Greifswalder Oie nicht nur turone Kreide, sondern auch Gault heraustritt, und in dieser Zone auch die ganze obere Kreide später glazial abgetragen sein müßte, so könnte man annehmen, daß in der Achse der Greifswalder Oie, also etwa 20 km östlich des heutigen Jasmunder Steilufers, der Untergrund erheblich höher lag als in Rügen.

10. Gegen Ende dieser Interglazialphase trat nun das gewaltige Ereignis ein, das offenbar nicht nur unsere Gegend, sondern weite Gebiete zwischen Skandinavien, Dänemark bis zu den Sudeten in Schollen zerriß — die baltischen Brüche, wie ich sie kurz bezeichnete und in ihrer Bedeutung schon 1910 zu würdigen suchte. (Über ein diluviales Bruchsystem in Norddeutschland. Diese Zeitschrift, Monats-Berichte 1910.) Meine Auffassung ihrer zeitlichen Fixierung hat wohl nun überall Anerkennung gefunden, und ihre räumliche Ausdehnung wird nach und nach von verschiedenen Seiten bestätigt. Wenn man erwägt, daß uns hier in Jasmund eine Menge ausgezeichnet klarer Profile durch das ganze Diluvium vorliegen, so wird man vor allem der Tatsache, daß alle Dislokationen in Rügen dem gleichen Zeitpunkt angehören, große Bedeutung beimessen müssen und auch kaum daran zweifeln können, daß die zahlreichen Dislokationen, die im Untergrunde bei Stralsund und Greifswald durch viele Bohrungen nachgewiesen sind, das häufige horstartige Auftauchen älterer Schichten jeden Alters von Miozän bis zum Lias in Pommern und Mecklenburg auf dieses gewaltige Ereignis zurückzuführen sind. Dann werden weiter viele Schichtenstörungen in Norddeutschland, die wir bisher glazialen Druckwirkungen zuschrieben, einer Nachprüfung in dieser Hinsicht bedürfen.

Erwägen wir, daß diese Dislokationen in Rügen Sprunghöhen von mehr als 100 m erreichten, und ein riesiges Gebiet in ein wüstes Schollenland zerlegten, so können wir uns vorstellen, was für Erdbeben diese Brüche verursacht

haben mögen, und welche Einflüsse sie unmittelbar und mittelbar auf die damaligen Bewohner des Landes ausgeübt haben dürften. Wenn auch die Absenkungen ihre höchsten Beträge nicht mit einem Ruck erreicht haben mögen, so liegen doch keine geologischen Belege für irgendwelche Zeitintervalle innerhalb dieser Bruchperiode vor. Ebenso macht die Schärfe vieler Bruchflächen die Annahme langsamer allmählicher Absenkungen unwahrscheinlich. Der Zeitpunkt dieser Brüche aber würde in die jüngere Phase des Paläolithikums fallen. Oberentsprechend den geltenden Altersbestimmungen genauer genommen dem Magdalénien gleichzusetzen wäre, will ich vorläufig dahingestellt sein lassen. Wäre es der Fall, so würde das Erdbeben, das jenen Brüchen folgte, in Südfrankreich unvergleichlich mehr fühlbar geworden sein als etwa das Lissaboner Beben von 1755 in Pommern, wo ja damals besonders die Seen auffallende Störungen zeigten.

11. Unmittelbare Folgen dieser baltischen Brüche treten in unserem Gebiete in mehrfacher Weise hervor. Zunächst werden wir zahlreiche Faltungen der Kreide in Jasmund als Rückwirkungen der großen Dislokation ansehen dürfen. Sie treten besonders in den Teilen auf, in denen die vertikalen Bewegungen geringer waren, also im Hinterland und im südlichen Nebenland der Jasmunder Höhen bei Saßnitz. Ich deute diese Kollokationen daher als langsamere Ausgleiche neu eingetretener Spannungsverhältnisse in horizontaler Richtung.

Macht sich in diesen Kollokationen wohl ein Rückstau gegen das Bruchgebiet geltend, so verursachten weiter die Translokationen innerhalb des am meisten gestörten Bruchgebietes einen sanfteren Ausgleich der neuen schroffen Höhendifferenzen. Die Steilwände der weichen Kreide legten sich über die östlich abgesunkenen Schollen hinüber und preßten dort die eingekeilten Diluvialschichten zusammen (Taf. V).

Als dritten Typus von Nachwirkungen möchte ich die vereinzelte Bildung scharf eingeschnittener Erosionsrinnen ansehen. Am deutlichsten tritt uns eine solche in dem oberen Teil der Scholle 9 (Grautippen am Tipper Ort) entgegen, wo der untere Teil einer solchen Rinne mit Schutt aus abgeschlammter Kreide, vielen Feuersteinen und nordischen Geschieben angefüllt ist. Aber auch kleinere „Taschen“ in der Kreideoberfläche bezeugen ähnliche Vorgänge.

12. An das so gestörte, noch sehr schroffe Steilabstürze bietende Höhenland trat nun das Inlandeis der dritten

Vereisung heran. In den uns jetzt noch erhaltenen Teilen des Jasmunder Steilufers ist die zuerst auffallende Erscheinung der jüngsten Eiszeit das Fehlen einer typischen Grundmoräne, wie sie uns in den Geschiebemergeln der beiden älteren Vereisungen entgegentrat. Wenn der typische Geschiebemergel sozusagen das Schmierfett der Eisströme bildet und dieses dem gesamten Wege seines Vorschreitens entnommen ist, dann muß auch die dritte Vereisung dieses Gleitmaterial mit sich geführt haben. Wenn also die Grundmoräne unseren Höhen fehlt, so muß sie vor ihnen von dem Boden verschluckt sein. Dazu werden die Staffelbrüche mit ihren Steilrändern und vorgelagerten Vertiefungen reichlich Gelegenheit geboten haben.

So stieß der Eisrand hart und scharf auf die quer vor seinem Wege aufgetürmten Bergzüge. Ich halte es nicht für möglich, daß er anstehende Bergmassen, die in sich von rückwärts gestützt sind, durch seinen Anstoß beseitigen kann, sondern glaube, daß er solche Hindernisse übersteigt, indem seine unteren Teile Vertiefungen ausfüllen und seine oberen sich auf flachen Blattspalten darüber schieben. Es spalten sich also dreieckige Keile von seiner Unterfläche ab und füllen den Raum bis zur Oberkante der Hindernisse aus. Indessen schiebt sich ununterbrochen die Hauptmasse des Eises auf die Höhe hinauf und wird dabei eine hobelnde Wirkung auf deren Oberkante ausüben. (Fig. 35.)

Die als Sprungbrett wirkenden Eiskeile hoben den Eisstrom in seiner Hauptmasse über die Staffelhänder hinweg, wurden aber ihrerseits durch den Druck des fortschreitenden Eisstromes in die toten Winkel gepreßt. Dort drängten sie sich selbst zu Brucheis zerquetscht in alle Stellen geringeren Widerstandes ein und bewirkten dort Stauchungen an den Steilwänden, wie wir sie auf Taf. VI (vgl. Fig. 28 bis 33) beobachten. In den oberen Teilen solcher Ausfüllungen toter Winkel mochte die Vorwärtsbewegung des Eisstromes den Druck auf die Keile wesentlich nach vorn lenken und durch diese einen tüchtigen Druck auf die Oberkante der Staffelhänder ausüben (Fig. 35) und gemäß deren Widerstand und den Zufälligkeiten der Spaltenbildung im Eis kleinere oder größere Schollen abstoßen (Fig. 35 bei A). Je nach der Festigkeit der Gesteine wird daraus eine fortschreitende Abtragung resultieren und bei der Weichheit unserer Kreidegesteine zu einer tiefreichenden Abtragung der Höhen führen. Wie langsam sich aber auch dieser Prozeß vollzogen haben muß, können wir daraus

ersehen, daß sich trotz der langen Dauer der letzten Vereisung — doch wohl wenigstens 10 000 Jahre — die relativ geringen Höhen von Jasmund und Arkona überhaupt erhalten haben. Wie gering auf ihren Höhen auch das absolute Maß ihrer Abtragung gewesen sein muß, können wir leicht aus einer tektonischen Ergänzung von Uferprofilen wie

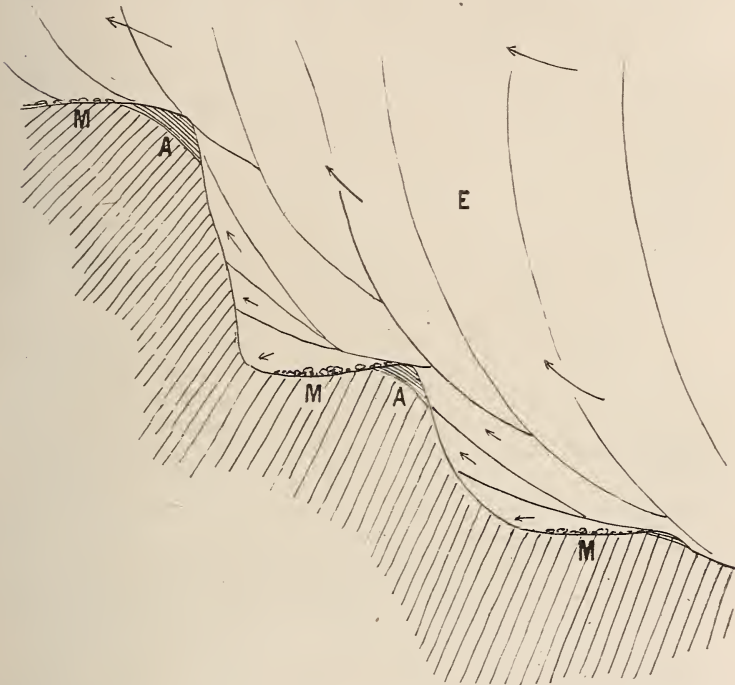


Fig. 35. Schematische Darstellung der Überschreitung der Bruchstufen durch die dritte Vereisung. E Eismasse, deren Bewegung durch Pfeile angedeutet ist, M Grundmoränenschutt, A Abgehobelte Partien.

Fig. 3 entnehmen. Die Abtragung mag in der Uferlinie durchschnittlich etwa 80 m erreicht haben. In den westlich davon gelegenen Höhen von Jasmund wird sie noch geringer gewesen sein.

An Stelle der normalen Grundmoräne bildete sich nun eine Lokalmoräne, die zwar auch nordisches Material enthält, aber und besonders in ihren unteren Schichten wesentlich aus abgehobelten Lokalgesteinen besteht. Sie wird weiter gekennzeichnet durch ihre Schichtung, die auf ver-

schiedenen Wegen zustande kommt. In den der Vorwärtsbewegung des Eises entrückten toten Winkeln muß der mitgeführte und aufgewühlte Grundschutt schließlich normal sedimentiert werden, und er wird sich diskordant über den nicht vom Eise beeinflussten Gesteinen absetzen. (Fig. 35, M) Auf der Leeseite von Höhen, auf denen das Eis hobelnd wirkte, wird zunächst der Überschuß aufgenommenen Grundmaterials, der zur Bildung der normalen Grundmoräne, eben unserer „Gleitmoräne“, nicht nötig ist, wieder abgegeben werden. Die abgestoßenen Gesteinspartien werden dabei lang ausgewalzt werden und den tieferen Teilen einer solchen „Leemoräne“ den äußeren Habitus geschichteter Sedimente verleihen. (Fig. 30.) Eine echte Schichtung liegt hier aber meines Erachtens nicht vor; man könnte wenigstens dabei auch von einer Schieferung reden, denn die Auswalzung dürfte sich unter dem Druck des vorschreitenden Eises fortgesetzt haben. Man könnte hier also von einer „Walzschichtung“ sprechen.

Vertiefungen, die in der Fläche lagen und vom Eise ohne Hemmung überschritten werden konnten, wurden mit seinem Grundschutt angefüllt, der sich unter dem Druck des Eises wohl oft tief in die Depressionen einpreßte. Derartige Einschiebungen von oben her könnte man als „Subjektionen“ bezeichnen. Sie finden sich nicht selten in unserem Gebiet und ihr Aussehen im Profil ist meist dadurch noch befremdlicher geworden, daß sich die Wände der plastischen Kreide über solchen Einpressungen zusammenschlossen und diese nun als Zwickel oder Taschen (Fig. 24) mehr oder minder schräg in die Kreide eingeschaltet sind.

Die dritte und wohl letzte Vereisung zeigt hier bei Überschreitung der relativ weichen Kreidemassen ganz abnorme Verhältnisse. Sie hat hier vor allem abtragend gewirkt. Ihre Sedimente dürften, soweit sie nicht Ausfüllungen von Stufen oder Tälern waren, erst in der Rückzugphase des Eises entstanden sein. Das wird vor allem gelten von den horizontal auf der Oberfläche unserer Kreideberge ausgebreiteten Diluvialmassen, die an vielen Stellen des Steilufers dessen Oberkante bilden und bisher als Typus des dritten Diluviums angesehen wurden. Daß diese zumeist aus Kreideschlamm, Feuersteinen und nordischen Geschieben bestehenden Schichten erst am Ende der Vergletscherung abgesetzt sein können, ergibt sich daraus, daß in der Regel eine größere Masse Kreide vorher abgehobelt sein mußte, bevor sie selbst an der betreffenden Stelle zur Ablagerung gelangen konnten.

Das Material dieser jüngeren Glazialgebilde unserer Gegend mag sich beim Rückzug des Eises in der Weise gebildet haben, daß Schmelzwässer die Oberfläche der Kreide und der ihr eingeschalteten Diluvialschollen abschwämmten und die beiderseitigen Schlammprodukte des abschmelzenden Eises mischten. Auch hier tritt also rein materiell der Charakter der Lokalmoräne in den Vordergrund, aber offenbar in ganz anderer Art, als in der oben charakterisierten Leemoräne. Hier liegen normal geschichtete Massen vor, die an Ort und Stelle entstanden und wohl größtenteils durch fließendes und stehendes Wasser abgelagert wurden. Das Eis mit seinen nordischen Geschieben wird dabei nicht mit einem Mal abgeschmolzen und wie in den Endmoränen zurückschreitender Gletscher eine geschlossene in sich allmählich zusammensinkende Schuttmasse gebildet haben, sondern es wird in vielen linsenförmigen Massen das Gelände bedeckt haben und so einzelne Einlagerungen zwischen den abgeschlammten Kreidemassen gebildet haben. Um diesen abnormen und vielfach wechselnden Bildungsumständen Rechnung zu tragen, habe ich auch die Schichten der jüngeren Eiszeit nicht wie die der älteren Vereisungen terminologisch gesondert, sondern alle unter der indifferenten Bezeichnung D 3 zusammengefaßt. Wollte man diese Sedimente stratigraphisch sondern, so würde es sich empfehlen, etwa mit D 3 α die Absätze des anrückenden Eises, mit D 3 β die Leemoräne und mit D 3 γ die letzten Rückzugssedimente auseinanderzuhalten. Die letzteren könnte man vielleicht als „Schmelzmoräne“ auch nomenklatorisch herausheben.

13. Die postglaziale Periode in unserm Gebiete gliedert sich in mehrere Abschnitte, die ich hier nur noch kurz berühren will.

Der Rückzug des Eises hat in Schweden nach DE GEERS Berechnungen etwa 5000 Jahre gedauert. Da Rügen vom Zentrum der Vereisung annähernd ebenso weit wie der Südspitze Schwedens entfernt ist, so werden wir auch 5000 Jahre für die postglaziale Diluvialphase in Rügen rechnen können. In diese Zeit fällt die erste Besiedelung Rügens, deren Reste wir nach dem bekanntesten Fundorte Lietzow an der Übergangsstelle zwischen Zentralrügen und Jasmund als Lietzower Kultur bezeichnen. Es sind recht primitive Flintwerkzeuge, die uns hier entgegenreten, faustkeilartige Universalinstrumente, dann die aus ihnen — ich möchte dies aus unzähligen Übergangsformen schließen —

anscheinend am Orte selbst entstandenen Spezialgeräte für Einzelfunktionen. Das reiche mir hier in Greifswald vorliegende Material von Lietzow und zahlreichen anderen Fundorten Rügens veranlaßte mich zu folgender Einteilung dieser Funktionen und der ihnen angepaßten Werkzeuge:

- A. zum Stoßen — Graben — Spalten.
- B. „ Schlagen — Hauen — Schleudern.
- C. „ Werfen — Schießen.
- D. „ Kratzen — Schaben — Reißen — Glätten.
- E. „ Sägen — Schneiden — Sichern.
- F. „ Bohren — Nageln — Nähen.
- G. „ Ziehen — Spinnen — Weben.

Die Gruppen A—C sind in der ersten Funktionsreihe auf grobe Fernwirkung berechnet, die letzten, D—G, auf feinere Naharbeit und in deren letzten Abarten auf Zeit und Geduld weiblicher Handarbeit zugeschnitten. In Lietzow sind die Ausgangsfunktionen der ersten dieser Funktionsgruppen A—D typisch; Geräte für Sägen und Bohren kennzeichnen offenbar die letzte Stufe dieser Kulturphase, in der auch die Größe der Geräte wesentlich abnimmt und feinere Beweglichkeit der Finger voraussetzt. Ich berühre diese Kulturprodukte deshalb, weil sie mit der Abgrenzung unseres Diluviums gegen das Alluvium in engstem Zusammenhang stehen. Man identifiziert diese Lietzower Kultur mit den Resten der Kjökkenmödding-Kultur in Dänemark, ordnet sie damit dem Campignien unter und reiht sie mit diesem bereits dem Alluvium ein. Dadurch kommt man zu der befremdlichen Anomalie, daß wir in Rügen lange nach dem Magdalénien mit seinen hochkultivierten Steinzeichnungen und Bildern noch eine Flintkultur sich entwickeln sehen, die technisch weit unter dem Magdalénien steht und dem Chelléen viel ähnlicher erscheint. Wegen dieser befremdlichen Konsequenzen möchte ich von einer chronologischen Einordnung unserer ersten Rügener Kulturröste vorläufig absehen und diese Lietzower Kultur selbständig als „Lietzowien“ bezeichnen. Mir scheint, daß ihre Versetzung in das Alluvium nur dadurch veranlaßt ist, daß man das Diluvium bei uns mit dem Ende der Vergletscherung abschloß. Das galt im großen ganzen; sobald wir aber eine stratigraphische Grenze genauer fixieren wollen, wie das für die menschlichen Kulturphasen notwendig ist, so müssen wir uns vor allem klar machen, daß die Geologen nicht mit Jahrtausenden rechnen, daß solche aber

über dem Rückzuge der letzten Vereisung vergingen. Ich glaube nun nicht, daß die reich gegliederten Gefilde Vorpommerns und Rügens 5000 Jahre nach dem Weggange des Eises unbesiedelt blieben, sondern von Westen her schrittweise besiedelt wurden, in dem Maße, wie die Vegetation und das Tierleben auf dem eisfrei gewordenen Gebiete Platz genommen hatte. Da solches aber nach allgemeiner Auffassung sich bis an den Eisrand ausdehnen kann und seinem Rückgange also wohl auch bald folgte, so scheint es mir richtiger, das Lietzowien noch in das oberste Diluvium zu stellen. So werden wenigstens die Dissonanzen mit der sonstigen kulturellen Entwicklung Zentraleuropas gemildert. Die anfängliche Rauheit unserer Gegend mag deren erste Besiedelung durch Volksstämme erklären, die sehr bescheidene Ansprüche an das Dasein stellten und deshalb auch hinter ihren hochkultivierten Zeitgenossen in wärmeren Gebieten zurückstanden.

14. Die fennoscandische Tafel mit dem ihr beckenförmig eingeschalteten riesigen Ostseetal blieben ein unruhiges Stück Erde. Epirotische Schwankungen ihrer Höhenlage machten sich durch die Umgürtung des Meeres als Pegelstandsmesser mehrfach deutlich bemerkbar. Die erste Einsenkung der Ostsee und ihre Verbindung mit dem nördlichen Eismeer in der Yoldia-Zeit, ihre Hebung, die ihre Abschnürung zu einem Binnensee in der Ancyclusperiode verursachte, ihre Senkung um wechselnde Beträge in der Littorinaphase und die schließliche Hebungsphase Skandinaviens in der Gegenwart, sind jetzt wohl allgemein anerkannte Beweise dieser vertikalen Bewegungen. Sie machen uns verständlicher, daß früher größere Vorgänge gleicher Art in unserem Gebiete als südlichem Vorlande Fennoscandias die Eiszeiten und die großen baltischen Brüche veranlaßten.

Alles dies sind Probleme, zu denen unsere Betrachtungen des Rügener Steilufers unmittelbar anregen, und die ich erneut zur Diskussion stellen wollte, bevor ich auf sie in meiner größeren Arbeit näher eingehe. Schon jetzt aber dürften die Worte gerechtfertigt sein, mit denen PHILIPPI seine Studie über die Rügener Steilküste abschloß: „Erst eine durch Jahrzehnte fortgesetzte Beobachtung wird in vielen Fragen völlige Klarheit verschaffen; sie wird lohnend sein, denn man darf schon heute annehmen, daß Jasmund der Schlüssel für mehr als ein diluviales Problem ist.“

Nachtrag.

Die vorstehenden Darlegungen waren zunächst in der Dezember-Sitzung der Geologischen Gesellschaft in Berlin 1916 als Vortrag gehalten, aber zu umfangreich geworden, als daß sie noch dem Monatsbericht jener Sitzung hätten eingefügt werden können. Der Kern meiner mündlichen Ausführungen lag darin, meine neuen Beobachtungen über die tektonischen Verhältnisse der einzelnen Diluvialschollen in unserem Kreideufer vorzulegen, da diese meine früheren Angaben darüber wesentlich erweiterten und mit den viel zu einfachen Konstruktionen KEILHACKS nicht mehr vereinbar waren. Zum Schlusse des Vortrages hatte ich einige Fragen an die sachkundigen Teilnehmer gerichtet, um die Möglichkeiten einiger älterer und neuerer Auffassungen vorerst in dieser engeren Kreise zu klären. Herr KEILHACK hat nun meinen in jenen Monatsberichten zunächst nur durch den Titel angekündigten Darlegungen einige Bemerkungen angehängt, die dem obigen Sachverhalt nicht ganz Rechnung tragen, und da ihnen der Gegenstand des Angriffs fehlt, einige für mich ungünstige Mißverständnisse erwecken müssen. Er hatte in jener Diskussion mündlich geäußert, daß er meinen sachlichen Darlegungen zustimme, die ja auch mit einem sehr großen Material an Profilen belegt waren. Dieses Zugeständnis hatte mich von seiner Seite besonders erfreut, da unsere Ansichten über die Struktur der Schollen ja größtenteils sehr weit auseinandergingen. In seiner in den Monatsberichten Nr. 12, 1916 gedruckten Diskussionsbemerkung hat Herr KEILHACK der obigen Bemerkung nun aber folgende Fassung gegeben: „Mit den Ausführungen des Vortragenden über den Aufbau, die innere Struktur, die Lagerungsverhältnisse und die tektonische Entstehung der Diluvialstreifen in der Kreide von Jasmund kann ich mich um so mehr einverstanden erklären, als dieselben in allen wesentlichen Teilen mit meinen eigenen Ausführungen übereinstimmen.“ Das erweckt den Eindruck, als ob ich gegenüber den älteren Darlegungen KEILHACKS nichts wesentlich Neues gebracht hätte. Die vorstehenden Profile und Besprechungen der neuen Tatsachen dürften indessen eine solche Folgerung ausreichend widerlegen, trotzdem ich es in meiner Arbeit so weit als möglich vermied, die Gegen-

sätze unserer Auffassungen besonders da zu betonen, wo neuere Aufschlüsse bisherige Annahmen hinfällig machten. Aber jene Bemerkung des Herrn KEILHACK war auch insofern irreführend, als sich ja seine von ihm zitierte Arbeit¹⁾ schon in allen wesentlichen Punkten auf den Standpunkt meiner, der seinigen vorangegangenen Publikationen²⁾ gestützt hatten. Er sagte, wenn auch ungewöhnlicherweise erst gegen Ende seiner zitierten Arbeit, selbst darüber folgendes: „Meine Auffassung unterscheidet sich von der von O. JAEKEL in den eingangs zitierten Abhandlungen ausgesprochenen nicht grundsätzlich, sondern nur darin, daß ich nicht eine Reihe staffelförmig hintereinander liegender Überschiebungen annehme, vielmehr nur eine wesentlich einheitliche, aber durch zahlreiche Blattverschiebungen zerstückelte Störungszone erkennen kann; es freut mich, darauf hinweisen zu können, daß auf einer im Frühjahr 1912 gemeinsam mit Herrn Prof. Dr. JAEKEL ausgeführten Begehung der Steilküste der Stubbnitz auch dieser kleine Unterschied unserer Auffassung einen vollkommen befriedigenden Ausgleich gefunden hat.“

Der erste Teil dieses Passus stellt meinen vorherigen Anteil an diesen Ergebnissen klar. Was den zweiten Teil betreffs einer Einigung über unsere Differenzpunkte betrifft, so muß ich da wohl Herrn KEILHACK gegenüber meinen Standpunkt seinerzeit nicht scharf genug präzisiert haben; tatsächlich habe ich stets an den Staffelbrüchen festgehalten, wie ich das auch anläßlich unserer gemeinsamen Führung der Deutschen Geologischen Gesellschaft bei ihrer Versammlung in Greifswald 1912 scharf betont habe, und mich auch in der Deutung der Kreide und Diluvialschichten an der Bläse nördlich Saßnitz keineswegs der KEILHACKSchen Auffassung angeschlossen. Herr KEILHACK nahm an, daß die Kreide an der berühmten Falte an der Bläse nahezu senkrecht stehe, und die dortige Muldenbildung nur durch schiefen Schnitt vorgetäuscht würde, und er prophezeite, daß die nächsten Abbrüche den diluvialen Muldenkern bald entfernt haben würden. Diese Prophezeiung ist dann inzwischen durch große Uferabbrüche von 1914 und 1916 vollkommen widerlegt. Die Mulde liegt heute noch genau so wie damals und an ihrem

¹⁾ Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums an der Steilküste von Jasmund auf Rügen. Jahrb. d. Königl. Geol. Landesanstalt. Bd. 33, Teil 1, S. 114—158.

²⁾ Siehe Zitate S. 77 dieser Arbeit.

tektonischen Muldencharakter kann demnach niemand mehr zweifeln.

Auch die dortigen Diluvialschichten haben durch die neuesten Abbrüche eine wichtige Klärung erfahren. Man sieht jetzt (1917) nicht mehr eine, sondern eine ganze Anzahl von „Taschen“ des Diluviums in der Kreideoberfläche, und ihr Material und ihre Lagerung scheinen mir nur dafür zu sprechen, daß das Material dieser Diluvialschichten zwar teilweise dem unteren prätektonischen Diluvium entnommen ist, daß es aber durchaus den Sedimenten der jüngsten Eiszeit zuzurechnen ist. Es ist in den tieferen Lagen bei Saßnitz unter starker Durchtränkung angehäuft, so daß es dort stellenweise sehr große Mächtigkeit erlangt. Es besitzt aber in sich eine ganz andere Gliederung, als das ältere Diluvium in seiner unmittelbaren Nachbarschaft überall zeigt. Bei dieser jetzt erst geklärten Sachlage haben sich nun auch meine eigenen Bedenken (S. 159) bestärkt, ob das Fehlen des typischen unteren Geschiebemergels M 1 als Beweis dafür anzusehen sein könnte, daß dieser älteste Geschiebemergel, der von Norden her nach Saßnitz stark abnimmt, hier seine Südgrenze erreichte. Von dieser Möglichkeit glaube ich nun absehen zu müssen, weil sich unter den Prinzenhäusern im Meer ein KEILHACK noch unbekannter Streifen typischen älteren Diluviums gefunden hat, der noch Reste des untersten Geschiebe-Mergels zu enthalten scheint. Meine neuen Profile dieser Diluvialschichten an der Bläse will ich später ausführlich beschreiben und hoffe, daß sie zur Klärung unserer Diluvialprobleme noch vieles beitragen werden.

Das erst jetzt durch neue Abstürze aufgeklärte Profil der mächtigen Diluvialschichten an den Prinzenhäusern, die wegen ihrer basalen, flintreichen geschichteten Sedimente posttektonisch, d. h. jungdiluvial sein müssen, zeigt über ca. 16 m braungrauem Geschiebemergel 12 m fluviatile, also wohl interglaziale Sandschichten und dann oben am Hange noch 2 m eines obersten hellgrauen Geschiebemergels. Wir hätten danach zwei jüngere, im ganzen also vier wohl gesonderte Geschiebemergel, drei Interglazialschichten, also allem Anschein nach auch hier wie in den Alpen vier Eiszeiten. Damit würde sich auch das Profil 9b (Fig. 20) klären, wo nun im jüngeren Diluvium ebenfalls zwei jüngere Geschiebemergel und ein drittes Interglazial zu erkennen sind.

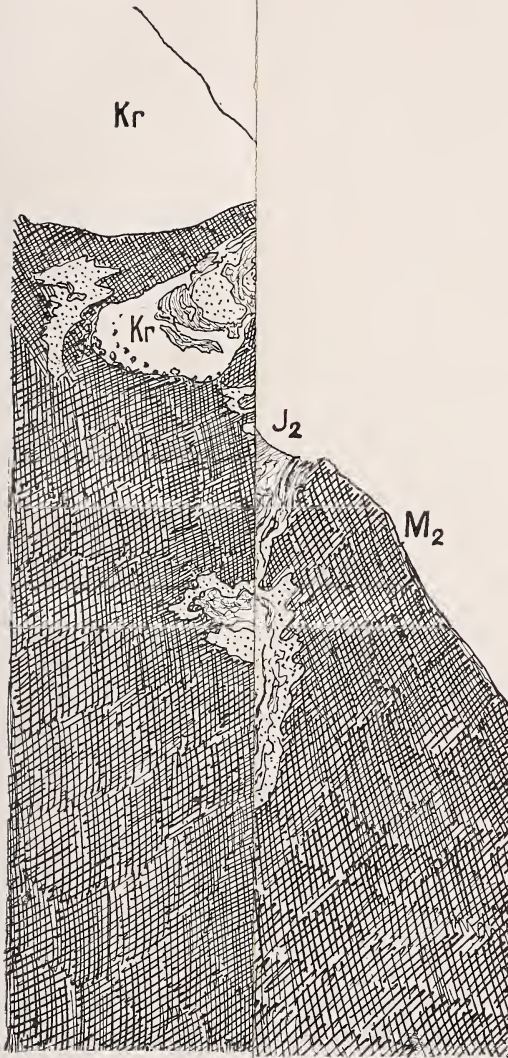
Erklärung zu Tafel V.

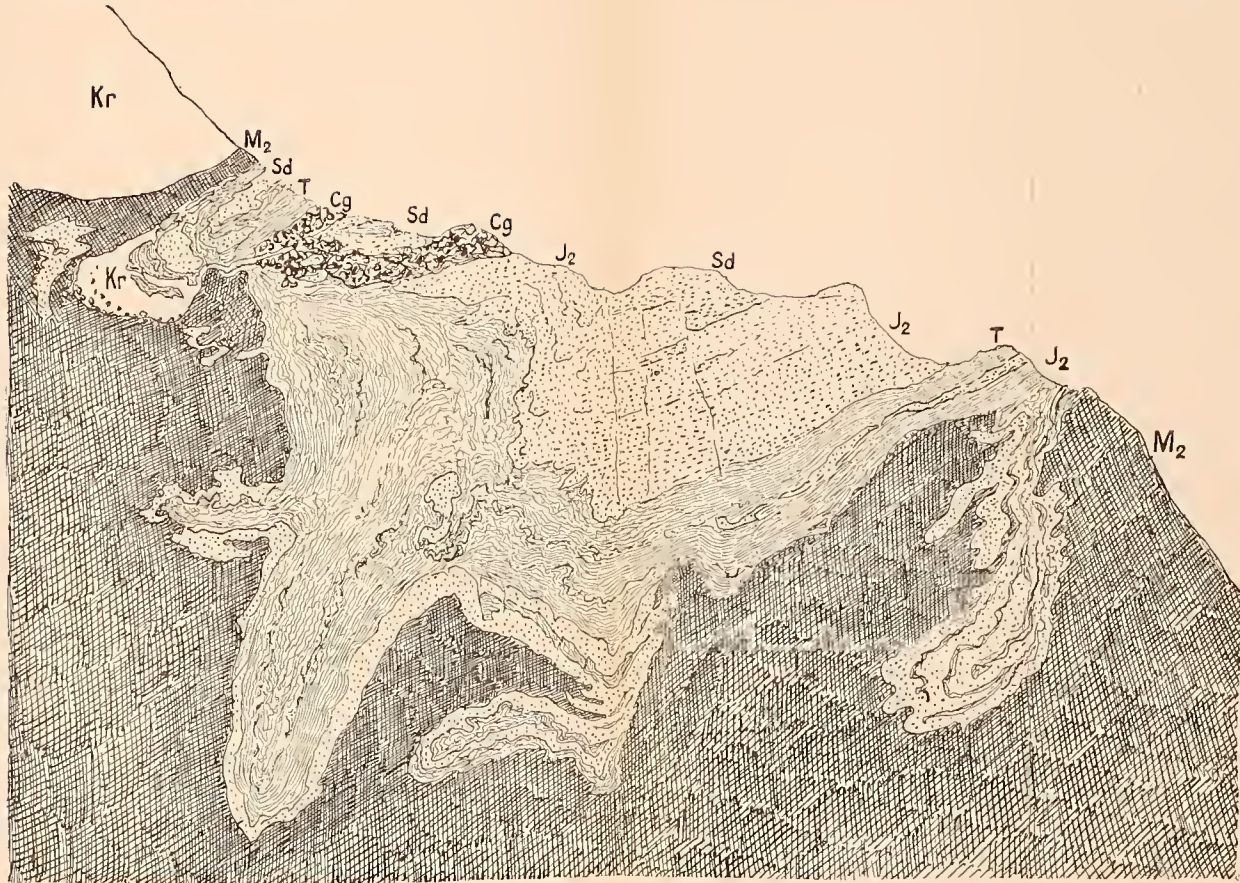
Das Profil des Muldenkerns der Scholle 5 am Wissower Bach.

Skizze nach dem farbigen Originalprofil.

Unter der hangenden Kreide (Kr) ist der Geschiebemergel (M2) so zusammengepreßt, daß er fünf nach Osten überkippende Falten warf und die darüberliegenden Sande und Tonsande des zweiten Interglazials (J2), die hier auch Pflanzenreste enthalten, unregelmäßig zusammenschob. Die links eingefaltete Kreidepartie ist offenbar einstiger Gehängeschutt der am Bruch überstehenden Kreidewand von Scholle IVe.

1:200 natürlicher Größe.





Profil durch den Muldenkern der Scholle 5 am Wissower Bach. 1:200. 1916.

Erklärung zu Tafel VI.

Stauung der Kreide und älteren Diluvialschichten durch den Eisrand der letzten Vereisung im obersten Teil, dem „Zirkus“ der Scholle 5, an der Mündung des Wissower Baches. Unten der Schutt in dem Zirkus, links die hangende Kreide der Scholle IV e, aus der eine Scholle weit in das ältere Diluvium hineinragt und dort abgeknickt ist. Rechts im Bilde die von dem Eisrand zu fächerartigen Falten aufgestauten großen Geschiebemergel, in die sich die von NO, im Bilde rechts kommenden Grundmoränen des dritten Eises hineindrängen. (Vgl. dazu auch die Skizze Fig. 28, Seite 147.)

