

Digitales Brandenburg

hosted by **Universitätsbibliothek Potsdam**

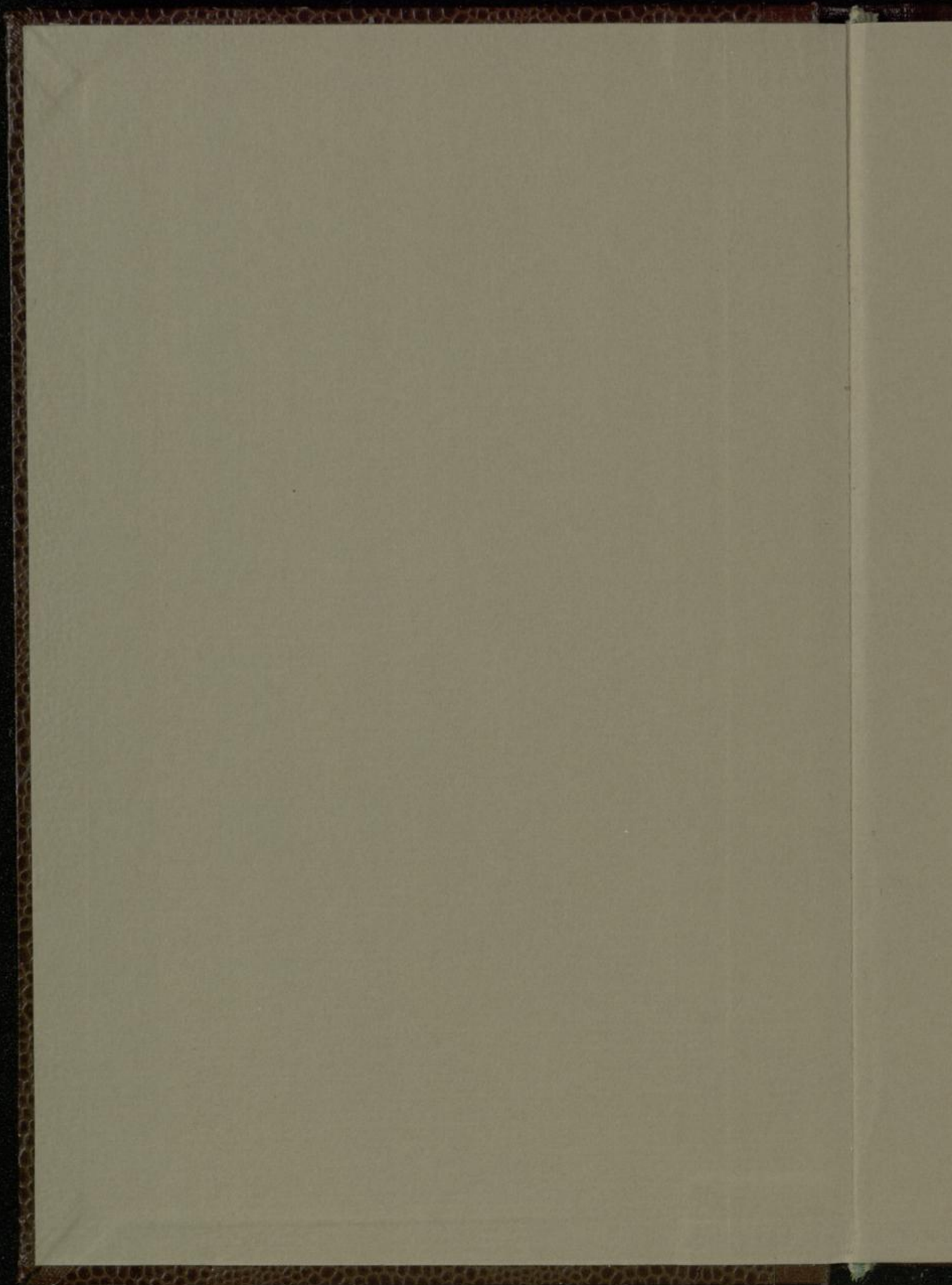
Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten diluvialen Vereisung

Elbert, Johannes

Greifswald, 1906

urn:nbn:de:kobv:517-vlib-7018

RG
25138
ELB



74

Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen,

sowie den angrenzenden Gebieten
der Uckermark und Mecklenburgs während der
letzten diluvialen Vereisung.

Von

Dr. Johannes Elbert.



II. Teil.

Mit einer glacial-morphologischen Karte, 3 Tafeln
und 6 Textabbildungen.

Greifswald 1906.

Verlag der „Geographischen Gesellschaft“.

Druck von Julius Abel.

Sonderabdruck
aus dem
X. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft
zu Greifswald.
1906.

UNIVERSITÄT POTSDAM
Universitätsbibliothek

4638	
RG 25138 ELB	
(1) -	2150

die zahlreichen, durch einseitigen Eisschub und -druck erzeugten Schichtenstörungen, die auch noch bei gänzlichem Mangel an überlagernden Geschiebemergel deutlich sind; dieses Vorkommen kann eine Verwechslung von supramoränen mit intramoränen Geröllglacial zur Folge haben. Während bei den Marginalkames die besprochenen Lagerungsverhältnisse am deutlichsten zum Ausdruck kommen, weisen die Radialkames daneben häufig Åsmerkmale auf und stellen überhaupt Bindeglieder beider Geröllhügel dar.

Trotz inniger topographischer und genetischer Verknüpfung mit Åsar und Kames weisen die Rollsteinfelder ganz selbständige Charaktere auf, was die Folge einer freien Ausdehnung der mit Schotter beladenen Schmelzwasserströme nach allen Seiten hin sein dürfte. Bei unseren Rollsteinfeldern ist die gewöhnliche Lagerung wellen- und linsenförmig, letztere zusammen mit einer diskordanten Lagerung parallelgeschichteter Komplexe. Nur beim Rekontiner Rollsteinfelde findet sich eine bisher noch nicht beobachtete, mit normalen Geröllsandaufschüttungen scheinbar im Widerspruch stehende Lagerung. Diese zeigt nämlich im Querprofil eine Anzahl unter verschiedenen, selbst den der natürlichen Schüttung übersteigenden Winkeln aneinander stossender Mulden, zwischen deren Schenkeln im Längsprofile monoklinale Lagerung, in den übrigen Teilen aber eine solche in Wechselwellen auftritt. Die höchst merkwürdigen, an Flexuren erinnernden Schichtenumbiegungen, sowie ein scharfes Abschneiden von Schichtenköpfen und gleichzeitiges Überlagern unter teils anomalen Böschungswinkeln weisen auf eine schnelle und eigentümlich strudelnde Wasserbewegung hin.

Im ganzen genommen kann man also von den radialen Geröllhügeln Vorpommerns, der angrenzenden Gebiete Mecklenburgs und der Uckermark wohl sagen, dass sie unsere Auffassungen über ihren so abwechslungsreichen Bau, über ihre Beziehungen zueinander und dem glacialen Rinnensystem um ein Bedeutendes erweitern, sodass in dem folgenden zweiten Teile dieses Kapitels der Versuch gemacht werden darf, ihre Entstehungsweise im Einzelnen festzustellen.

Die Entstehung der Äsar, Rollsteinfelder und Kames.

Geschichte der Äs-Theorien.

Mit der Ausbildung der mannigfaltigen Theorien über die Entstehung der Diluvialgebilde im allgemeinen entstanden gleichzeitig zahlreiche Ästheorien. Die Geburtsländer für die Ästheorien waren vor allem Schweden und Nordamerika. Es könnte auf den ersten Blick merkwürdig erscheinen, dass in diesen beiden räumlich weit von einander entfernten Ländern mehrfach die nämliche Theorie fast zur selben Zeit aufgestellt wurde, und dass die verschiedenen Theorien geschichtlich dieselbe Entwicklung durchgemacht haben. Dieser Umstand dürfte zunächst darin begründet sein, dass in diesen beiden Ländern eben gut ausgeprägte Äsar vorkommen, und dann besonders darin, dass die Äsarbildungen in beiden eine spezifische Ausbildung zeigen.¹⁾

Wie in den Kindertagen der Geologie die Versteinerungen als Reste einer universellen Flut, der Sintflut, aufgefasst wurden, so sah man auch die oberflächlich auftretenden Sand- und Kiesablagerungen lange Zeit als Gebilde jenes Naturereignisses an. Ganz besonders hielt man unter anderem auch die Äsar, diese auffallenden Kieswälle mit ihrem eigenartigen, überall gleich-

1) Eine Zusammenstellung der hauptsächlichsten Litteratur findet sich bei G. de Geer: Om rullstensäsarnas bildningssätt. (Geolog. Förenings i Stockholm Förhandlingar Bd. 19 Häft 5, 1897.)

mässig und bestimmt hervortretenden Gepräge für Sintfluts-Gebilde, wie dies auch aus den zahlreichen Benennungen hervorgeht, welche auf diese Flut Bezug nehmen. Mit dieser ganz allgemein gehaltenen Annahme hat man sich viele Jahre zufrieden gegeben und betrachtete grössere und kleinere Kies- und Sandaufhäufungen für Zusammenschwemmungen durch sintflutliche Meeresströmungen.

Als man später in der Anordnung der Åsar eine fluss-systemartige Anlage erkannte, liess sich ihre Bildung nicht mehr durch Strömungen innerhalb einer Meeresflut erklären. Man nahm jetzt vielmehr an, dass sie durch die in grösseren Strömen abfliessenden Sintflutwasser entstanden seien. Das Material der Åsar, glaubte man, wäre aus der ausgedehnten, durch die Sintflut zusammengetragenen Schlammdecke durch Umlagerung der sandigen und steinigen Bestandteile hervorgegangen und nach Art von Sandbänken zu wallartigen Hügeln und Kuppen aufgehäuft. Diese Theorie, die Erosionstheorie, gab man allmählich auf, da man vergeblich nach Resten einer solchen Schlammdecke gesucht hatte.

In der Folgezeit bewirkte ein Zufall eine völlige Abirrung von dem wenigstens andeutungsweise vorhandenen, richtigen Wege. Man hatte schon begonnen die Diluvialbildungen auf fossile Tier- und Pflanzenreste zu durchsuchen und fand denn auch in der äusseren Deckschicht von Åsar vieler Küstengebiete Meeresconchylien. Dazu kam noch, dass die Åsar in manchen Küstengebieten oft einander parallel laufen. Aus beiden Beobachtungen schloss man nun, dass die Åsar alte Strandterrassen seien und zwar analog gebildet den heutigen Strandwällen, wie sie durch die Tätigkeit der Meereswogen, die Küstenversetzung, entstehen, vor allem in Gebieten, wo Ebbe und Flut ihr wechselvolles Spiel treiben. Diese Annahme wurde noch unterstützt durch tatsächliches Vorkommen von unzweideutigen Strandterrassen an Åsar mit sog. „stengården“ in Schweden. Als sog. Strandwalltheorie, wie sie in Schweden und Schottland gleichzeitig aufgestellt wurde, reicht sie bis zu ihrer erschöpfenden Ausbildung in eine ziemlich späte Zeit hinein. Heute weiss man, dass eine postdiluviale Meeresbedeckung in einigen Ås-

gebieten Schwedens und Finlands, Schottlands¹⁾ und Nordamerikas, selbst Perus und Bolivias²⁾ stattgefunden hat, infolge dessen Tone und Sande mit Meeresconchylien auch auf den Åsrücken nachträglich abgelagert wurden.

In neue Bahnen wurde die Åstheorie gelenkt, als im Anfange der 60er Jahre die Idee einer weiteren Ausbreitung der heutigen Gletscher, welche durch die Untersuchungen von Venetz, Charpentier, Agassiz und Schimper für das Alpengebiet festgestellt und später auch für Skandinavien und Grossbritannien nachgewiesen wurde, — nachher aber durch die allgemeine Anerkennung der Drifttheorie unter dem Einflusse Ch. Lyells wieder in Vergessenheit geraten war, — festen Fuss fasste. Damals waren die Åsar aus Gebieten bekannt, die durch das Vorhandensein von Gletscherschrammen als ehemals vergletscherte gekennzeichnet waren, und man kam daher auf den Gedanken, sie als Gletscherablagerungen anzusprechen und zwar direkt als Endmoränen. Diese Moränentheorie wurde für alle späteren Erklärungen der Åsar fruchtbringend und erfuhr durch vergleichende Studien an rezenten Gletschern und durch die fortschreitende Kenntnis der Diluvialbildungen überhaupt, mannigfaltige Umgestaltungen. Als man ganze Systeme von Gletscherschrammen kennen lernte, zeigte sich, dass die Åsar zu diesen parallel angeordnet waren. Da aber die Åsar, wenn sie Endmoränen darstellen sollten, senkrecht zur Eisbewegungsrichtung hätten liegen müssen, so verliess man diese Vorstellung. Die alte Beobachtung einer flussystemartigen Anlage der Åsazüge wurde mit der Moränentheorie dadurch in Einklang gebracht, dass man nunmehr annahm, dass sie Schotterbänke von Schmelzwasserströmen darstellten. Im Jahre 1875 stellte O. Torell durch seine Inlandeistheorie die Behauptung auf, dass die zahlreichen Gletscher sich zu zusammenhängenden, weit über die Gebiete der damaligen Vorstellungen hinausreichenden Inlandeisflächen vereinigt hätten.

1) Ch. Lyell: Phil. Transactions Roy. Society. London 1835 Bd. I. J. Durham: Geolog. Magazine. London 1877 p. 8—13.

2) J. J. Winder, bei T. V. Holmes: Om eskers or kames (Geolog. Magazine, vol 20. London 1883. p. 442—444).

Die Ästheorie knüpft nun an zahlreiche neue Beobachtungen an, die an aufgefundenen, rezenten Inlandeismassen gemacht wurden. Schon im Jahre 1874 war von D. Hummel erkannt worden, dass in den Äsar neben rein fluviatilen Bildungen echte glaciale Gebilde vorkommen. Er stellte daher die Theorie auf, dass die Äsar in einem System von Eisspalten abgelagert seien, durch welche die Schmelzwasser der Bodenströme und Glacialbrunnen ihren Weg nahmen. In den Eisspalten sollen die von dem Wasser transportierten Schuttmassen aufgehäuft und dann nach der Eisabschmelzung als Moränenwälle zurückgeblieben sein.

Schon weist Hummel¹⁾ darauf hin, dass diese Ströme zum Teil innerhalb und unter dem Eise in geschlossenen Kanälen flossen, welche ja in kleinem Masstabe vom grönländischen Inlandeise bekannt seien und, dass Paykull fertiggebildete Äsar in Tunneln unter den Gletschern Islands gefunden habe. Trotzdem diese Theorie nun einen gesunden, der Wahrheit näher liegenden Kern enthielt, fand sie doch bei den Zeitgenossen wenig Beachtung, vielleicht, weil sie Spalten voraussetzt, die man am rezenten Inlandeise nicht kannte.

Im Jahre 1876 entstand gleichzeitig in Schweden und Nordamerika die Theorie der superglacialen Äsströme von N. O. Holst²⁾ und W. Upham³⁾, die für die Bildung der Äsar Oberflächenflüsse des Inlandeises annimmt. Die von beiden Forschern vorausgesetzten superglacialen Bäche und Ströme sollen vornehmlich durch die Ablation an der Eisoberfläche zur Zeit des Rückzuges gespeist sein. In ihren Betten, besonders dem der Hauptströme, sollen die mitgeführten Schotter, welche der durch den starken oberflächlichen Eisschwund superglacial gewordenen Innenmoräne entstammen sollen, abgelagert sein. Durch fortgesetztes Abschmelzen von oben wäre schliesslich das in den Eiskanälen eingeschlossene Moränenmaterial auf den Erdboden gelangt und in Form von Wällen zurückgeblieben.

1) Om rullstensbildningar. (Sverig. geolog. Unders., Aftr. ur Bih. till K. Svenska Vet. Akad. Handlg. Stockh. 1874.) sid. 17; C. W. Paykull: „Ifr en sommar på Island“ sid. 61 u. 62.

2) Geolog. Föreningens i Stockholm Förhandlg. 1876 sid. 97—112.

3) Proceedings Amer. Assoc. Adv. Science 1876 p. 216.

Später modifiziert Upham¹⁾ seine Theorie dahin, dass er der Tatsache einer bedeutenden Mächtigkeit des Inlandeises Rechnung trägt. Nach ihm sollen die superglacialen Ströme sich über den Eisrand hinuntergestürzt und dadurch in diesem Rinnen mit steilen Wänden eingengagt haben, die dann schliesslich den Erdboden erreichten. In diesen „Eiscañons“ gelangte aller Fluvioglacial-Schutt zum Absatz. Die Eiscañons verlängerten sich mit dem allmählichen Zurückschmelzen des Inlandeises durch die Erosion stetig rückwärts, in dem eisfrei gewordenen Gelände schloss sich ein Schotterhaufen an den anderen, und so bildeten sich zusammenhängende, grössere oder kleinere Åsrücken.

Im Jahre 1884 wurde von P. W. Strandmark²⁾ und N. S. Shaler³⁾ die Theorie der Åsarbildung durch subglaciale Ströme ausgesprochen, nachdem schon J. Geikie⁴⁾ in der zweiten Auflage seines „Great Ice Age“ versucht hatte, einige Diluvialwälle auf subglaciale Flüsse zurückzuführen. Diese Bodenströme sollen in geschlossenen Eiskanälen unter dem Inlandeise geflossen sein und in ihren Betten Geröll- und Sandmassen aufgehäuft haben. Das Material dieser Schotter sollte dem Sub- und Inglacial entstammen, das beständig durch den Nachschub des Eises erneuert und mit diesem durch die Bodenströme erodiert wurde, zu einer Zeit, wo der Eisrand des Inlandeises nicht mehr vorrückte.*). Die eintretende Rückschmelzung des Eises bewirkte dann das Zutagetreten der fertiggebildeten Åsrücken in Zügen hintereinander.

Waren die „superglaciale und subglaciale Theorie“ bis zu diesem Zeitpunkt vor allem auf Grund der Morphographie

1) Americ. Geologist. 1891 vol. 8. p. 381.

2) Om rullstensbildningarne a. a. O. Redogörelse för H. Allm. Läroverket i Helsingborg Läsåret 1884—85; Geolog. Föreng. Stockh. 1889 Bd. 11 sid. 93—111, 175—179 u. 340—368.

3) On the origin of Kames (Osar) 6. Febr. 1884 (Proceed. Boston Society. Nat. History vol. 25, Boston 1888 p. 36—44.

4) London 1877 pp. 239, 243, 469, 475.

*) Das Hauptgewicht bei der Åsbildung ist, wie dies spätere Auseinandersetzungen zeigen sollen, gerade auf die Zeit zu legen.

und des allgemeinen inneren Aufbaus der Åsar aufgestellt, so zeigte die Folgezeit mit der zunehmenden Kenntnis der Stratigraphie, dass einige Åsar sich gut durch die Theorie von den subglacialen Strömen, andere aber besser durch die von den superglacialen erklären liessen. In Amerika hält man bis heute an beiden Theorien fest,¹⁾ indem die Forscher zur Erklärung einiger Åsar die superglaciale, zur Erklärung anderer die subglaciale Theorie heranziehen.²⁾ In Europa fand die superglaciale Theorie von N. O. Holst keinen besonderen Anklang, jedoch trat auch hier der Mangel bei der subglacialen Theorie darin hervor, dass sich viele Åsar, besonders die kuppigen mit stark sattelförmiger Lagerung durch sie nur schlecht deuten liessen.

Mit den bisher entwickelten Theorien in direktem Gegensatz und, ich glaube auch, mit den Ansichten der Glacialgeologen im allgemeinen, stellt sich E. v. Drygalski. Nach seiner Auffassung sind die Åsar „spätere Faltungen des fluvio-glacialen Untergrundes am Rande des Eises“³⁾ infolge der Entfaltung der horizontal schiebenden Kräfte in der Nähe des Untergrundes. „Durch solche Faltungen,“ sagt E. v. Drygalski,⁴⁾ „werden Sattelbildungen entstehen, die nahe an und parallel zu den Randmoränen streichen und demzufolge, wie diese, teils senkrecht, teils parallel zu der Hauptbewegungsrichtung des Eises verlaufen, wie das die Ås- und die Durchragungsmoränen tun. Unter diesem Gesichtspunkte erscheint der erwähnte Unterschied zwischen den beiden letzteren Bildungen nur durch die Grösse der Druckwirkung bedingt. Von den Randmoränen aber, die an einer Seite von einem Mantel feineren Materials mit Spuren von Schichtung bedeckt sind, müssen sich beide Bildungen durch den gerundeten Charakter ihres Materials unterscheiden.“

1) I. B. Woodworth: Some typical Eskers in southern New England (Proceed. of the Boston Society Nat. History, vol. 26. 1895 p. 197 — 220.)

2) G. Stone: The glacial Gravels of Maine. (U. St. geolog. Survey, Monographs. Bd. 34. Washington 1899. p. 330—333, 423—425.)

3) Zeitsch. d. D. geol. Gesell. 1898, S. 9.

4) Grönland: S. 530.

O. Gumälius¹⁾ behauptet Ähnliches auf Grund angestellter Versuche. Nach ihm sollen die Åsar aus inneren Moränen hervorgegangen sein, die sich bei der allgemeinen Abschmelzung von dem Inlandeise isoliert hätten.

Die Lücken der subglacialen Theorie sucht G. d. Geer²⁾ 1897 durch Aufstellung seiner „Åszentren-Theorie“ auszufüllen. Er hält die Aufschüttung von Åsmaterial innerhalb eines subglacialen Eistunnels für unmöglich, da wegen des grossen hydrostatischen Druckes die subglacialen Flüsse die Schotter herausfegen würden, sodass sie durch die plötzliche Entlastung der Wasserkraft im Gletschertor vor demselben niederfallen mussten. Durch die fortgesetzte Aufschüttung des Åstromes häufte sich das Material zu Schuttkegeln, den Åszentren oder -kernen, auf. Wenn diese Schuttkegel so gross geworden waren, dass sie das Gletschertor verstopften und gleichzeitig der Eisrand ein Stück zurückgegangen war, suchte sich der Schmelzwasserstrom seitwärts einen neuen Abfluss, sodass sich dann schräg hinter dem ersten Åskern ein anderer absetzen konnte. Durch die fortgesetzte Wiederholung dieses Vorganges entstanden beim Rückzug des Eises durch Verschmelzen der einzelnen Schuttkegel mehr oder weniger zusammenhängende Åsrücken. Dieselbe Theorie wurde ein Jahr später von E. von Toll³⁾ veröffentlicht und zwar auf Grund von Studien an kurländisch-littauischen Åsar.

Mit dem bisher Gesagten dürften der Hauptsache nach alle bislang in weiteren Kreisen bekannt gewordenen Theorien über die Entstehung der Åsar kurz Erwähnung gefunden haben. Alle heute noch von der Wissenschaft anerkannten Theorien nehmen also an, dass die Åsar von Schmelzwasserflüssen aufgeschüttet sind, die innerhalb des Inlandeises flossen.

1) Sverig. geol. För. Förhandl. 12. 1890 sid. 495; siehe auch: Om rullstensgrus. (Bih. Svensk. Ak. Handl. IV No. 3. Stockholm 1876, sid. 63.

2) Om rullstensåsarnes bildningssätt. Geol. För. Förhandl. Bd. 19, Häft 5, Stockholm 1897, sid. 366—388.

3) Geologische Untersuchungen im Gebiete der kurländischen Åa. (Sitzungsber. der Naturf. Ges. b. d. Univ. Dorpat Bd. 12 für 1898; Jurjeff-Dorpat 1899.)

Allgemeine Ansicht der Glacialgeologen ist es, dass keine der genannten Theorien vollkommen die Äsarbildung erklärt,¹⁾ daher die Erscheinung, dass bald die eine, bald die andere Theorie zur Erklärung bestimmter Äsar herangezogen wird. Unter diesen Umständen wäre es zwecklos, das Für und Wider der einzelnen Theorien gegeneinander abzuwägen; eine solche Betrachtungsweise würde der Erkenntnis der Äsar durchaus nicht förderlich sein. Da es nun unzweifelhaft ist, dass die Äsar im Kausalnexus mit dem Inlandeise stehen, so müssen wir zur Gewinnung der nötigen Grundlagen für eine stichhaltige Ästheorie von der Erscheinungsweise des Inlandeises, besonders in seiner Beziehung zu den Schmelzwasserflüssen ausgehen. Im folgenden soll daher zuerst die Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund besprochen werden, sodann die Existenzbedingungen von Schmelzwasserströmen, deren Lage, Länge und Abhängigkeit von der jeweiligen Art der Eisbewegung, sowie deren Entwässerungstätigkeit und Arbeitsleistung. Die aus den genannten Untersuchungen abzuleitende Theorie soll auf Grund der im ersten Teile dieser Arbeit gewonnenen Anschauungen über die Morphologie und Stratigraphie der Äsar Vorpommerns und Rügens, sowie den angrenzenden Gebieten Mecklenburgs und der Uckermark, dann aber auch derjenigen anderer Länder, auf ihre Richtigkeit geprüft, und die Einzelvorgänge bei der Äsbildung des Näheren erläutert werden.

Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund.

Zahlreiche, besonders in den letzten Jahrzehnten vorgenommene Messungen an Talgletschern, hauptsächlich im Alpengebiete führten zur Feststellung einer Reihe von Tatsachen über die Gletscherbewegung. Besonders die neuerdings ausgeführten

1) Auch E. von Drygalskis Auffaltungstheorie dürfte allen Anforderungen nicht entsprechen.

zahlreichen Untersuchungen am grönländischen Inlandeise brachten uns bedeutende Fortschritte in der Kenntnis der Inlandeisbewegung und auch trotz gewisser Uebereinstimmungen prinzipielle Unterschiede zwischen der Bewegung der Gletscher und des Inlandeises. Das Inlandeis ist bekanntlich ein ausge dehntes, mächtiges Firnfeld, und der Talgletscher ist nur der Ausfluss eines Firnfeldes, durch welchen ein Ausgleich der Mächtigkeiten erreicht wird. Der Gletscher entspricht demnach nur dem äussersten Rande des Inlandeises, der sich durch ganz besondere Eigentümlichkeiten auszeichnet und „Randzone“ schlechthin genannt wird. Diese Randzone besteht aber aus mehr oder weniger stark gelappten Stücken, den Loben, Zungen und Gletschern. Der Ausdruck Gletscher wird daher im Folgenden oft als Allgemeinbegriff für Talgletscher und Randzone gebraucht werden. Aus den Tatsachen der Eisbewegung, dem Material und den Strukturformen der Gletscher konnte nun ein Bild gewonnen werden von den Vorgängen, welche die fließende Eisbewegung bedingen. Ziemlich allgemein bekannt dürften die Bewegungsvorgänge bei Talgletschern sein, weshalb sie nur in soweit Erwähnung finden sollen, als sie der Erklärung der Mechanik der Inlandeisbewegung förderlich sein können.

Noch vor einigen Jahrzehnten gab es noch keine stichhaltigen Gründe dafür, dass sich eine auf horizontaler Unterlage befindliche Eismasse, sobald sie nur eine genügende Mächtigkeit erlangt hat, selbständig, wie eine viscose Masse bewegen kann. Man macht daher wohl den Vergleich, dass, ähnlich wie eine aufgeschichtete Tonmasse bei einer bestimmten Höhe durch ihr Eigengewicht auseinanderfließt, auch das Eis infolge des nach unten gerichteten Druckes seiner Masse beginnt, sich zu bewegen, gleichgiltig, welche Stellung zur Horizontalen die Unterlage einnimmt, sofern nur die Schwerkraft imstande ist, die Kohäsion der Eismoleküle, die innere und äussere Reibung der Masse zu überwinden.

Angenommen, in einer gewissen Tiefe herrsche nun ein zur Verflüssigung des Eises notwendiger Druck, so wird das Schmelzwasser in die vorhandenen Hohlräume gepresst, wo es

geringe Druckverhältnisse trifft. Demnach wird ein Teil von ihm wiedergefrieren, weil die Verflüssigung unter höherem Druck erfolgt ist. Der Rest des verflüssigten Wassers wandert weiter in Gebiete geringerer Mächtigkeit und gefriert dort ebenfalls wegen der Druckentlastung. Durch das Gefrieren wird wiederum Wärme frei, die ihrerseits eine neue Verflüssigung angrenzender Moleküle bewirkt, das Schmelzwasser wird von neuem fortgepresst, und der Vorgang wiederholt sich in derselben Weise. Bei solcher Druckverflüssigung verzehrt also das Eis seine Eigenwärme, wird dadurch kälter und starrer, die erniedrigte Temperatur und die grössere Kohäsion werden jedoch durch die höheren Drucke wieder aufgehoben.

Zuerst war es J. D. F o r b e s, welcher klarlegte, dass der Gletscher sich wie eine unvollkommene Flüssigkeit bewege. „Die Plastizität, die Zähigkeit,“ sagt H. Hess,¹⁾ „ist dem Eise seit F o r b e s nicht mehr ernstlich abgesprochen worden, aber für lange Jahre war die Weiterbildung der Gletschertheorie darauf beschränkt, zu erklären, auf welche Weise das Eis diese Eigenschaft erlangt, vermöge deren es all die verschiedenartigen Deformationen durchzumachen vermag, denen es bei der Bewegung im Gletscherbett unterworfen wird.“ Zur Annahme der wirklichen Plastizität kam man jedoch durch Missdeutung der seit langem bekannten Tatsache der Verflüssigung durch Druck und des Wiedergefrierens bei Nachlassen desselben. Man erhielt hierbei Drucke in Gletschern, welche bei den geringen Mächtigkeiten gar nicht existierten. Wird nämlich der auf einem in der Schmelztemperatur befindlichen Eisblock lastende Druck erhöht, so findet die bekannte Temperaturerniedrigung von $0,0074^{\circ}$ C. pro Atmosphäre und die Abgabe einer Wärmemenge von 2,17 g-cal. pro dm^3 Eis statt, die ausreicht, um 0,025 g Eis in Wasser zu verwandeln. Diesen Vorgang deutete man so, dass das Eis durch den geringen Überdruck flüssig würde. Das ist jedoch nicht der Fall, sondern die Druckerhöhung veranlasst nur die Temperaturerniedrigung. Erst dadurch, dass der Druck einen Teil der äusseren Arbeit durch

1) Die Gletscher. Braunschweig 1904. S. 314.

eine Annäherung der Eismoleküle infolge der Pressung leistet, entsteht Reibungswärme, die Verflüssigungen erzeugt. Der Nachweis der wirklichen Plastizität des Eises bei konstant gehaltenen, niedrigen, unter dem Schmelzpunkt liegenden Temperaturen ist erst in neuester Zeit gelungen. „Die Plastizität, welche das Eis zum Fließen befähigt,“ sagt H. Hess,¹⁾ „ist eine auf der Wirkung der Molekularkräfte beruhende Eigenschaft, und obwohl durch beide Umstände begünstigt, weder durch die Kornstruktur, noch durch die Temperaturverhältnisse des Gletschers bedingt.“ Er definiert daher den Gletscher folgendermassen: „Ein Gletscher ist eine aus festen atmosphärischen Niederschlägen entstehende, auf geneigtem Boden wie eine sehr zähe Flüssigkeit abwärts strömende Eismasse, deren Bewegung durch den gegenseitigen Druck ihrer Teile unterhalten, durch die Reibungswiderstände in ihrem Bett gehemmt und durch die Gesetze der inneren Reibung geregelt wird, und welche im Laufe ihrer Bewegung entweder durch Schmelzung oder durch Abbruch beständigen Substanzverlust erfährt.“

Mit der Erkenntnis der prinzipiellen Aehnlichkeit der Gletscherbewegung mit der des Wassers hat die Eisbewegungstheorie, besonders durch die Bemühungen S. Finsterwalders einen bedeutenden Aufschwung genommen. Neben dieser Strömungstheorie wird jedoch noch von E. v. Drygalski an der Regelationstheorie festgehalten und zwar vor allem zur Erklärung der Bewegungserscheinungen des grönländischen Inlandeises. Mir scheinen nun die Bewegungserscheinungen eines gewöhnlichen Talgletschers sehr wohl mit denen eines Flusses verglichen und in Beziehung gebracht werden zu können, doch ist zu beachten, dass bei grösseren Gletschern, vor allem beim Inlandeise sich der Wasserbewegung fremde Elemente einstellen, die nur durch dem Eise, speziell als festem Körper zukommende Eigenschaften, wie der Regelation usw. gedeutet werden können. Von vorneherein muss das ganz erklärlich erscheinen. Beim Talgletscher wirkt nämlich

1) Die Gletscher, S. 323.

vor allem die Beschleunigung der Schwere auf einer meist stark geneigten Unterlage, während Druckwirkungen durch Eigengewicht wegen der geringen Mächtigkeit kaum von Bedeutung sind. Demgegenüber spielen bei mächtigen Gletschern und beim Inlandeise die Druckverhältnisse eine grosse Rolle. Mit grösserem Druck tritt einerseits eine wachsende Temperaturerniedrigung nach unten hin und eine Zunahme der Plastizität ein, andererseits eine Erhöhung der Druckschmelzung und eine von der Oberfläche zur Sohle gehende, wenn auch nur geringe Wärmeströmung infolge der allmählichen Druckzunahme von oben nach unten. Jedem Eisstrome als solchem kommt aber die Eigenschaft des Wachsens des Firnkornes, überhaupt jeder Verschmelzung von Eiskrystallen durch Druckkräfte, nämlich der molekularen Kohäsion, zu. Inwieweit diese Kräfte mit der Plastizität des Eises seinem Wesen nach zusammenhängen, und welches die Beziehungen zu der Regelation überhaupt sind, muss uns erst durch die Fortschritte der Molekularphysik klar gelegt werden. Es lässt sich also zurecht annehmen, dass der Grundcharakter der Bewegung eines Talgletschers auf das Herrschen der Zugkräfte in Verbindung mit der äusseren Reibung im Talbette, der eines Inlandeises auf dasjenige der Druckkräfte, in Verbindung besonders mit innerer Reibung zurückzuführen ist. Wie die Neigung der Talsohle das Niedersinken des Gletschers bewirkt, so wird das Bewegungsmoment beim Inlandeise durch die vom Zentrum zum Eisrande gehende Abdachung bestimmt. Da die Talgletscher im Gegensatz zum Inlandeise nur eine geringe Geschwindigkeit besitzen, so lässt sich annehmen, dass das Eis gegenüber dem Flüssigkeitsstrome eine seiner Zähigkeit entsprechende Maximalgeschwindigkeit bei gleicher Neigung, Tiefe und Form der Sohle, sowie einer gewissen, innerhalb der Grenzen der Druckdeformationen liegenden Dicke annehmen muss. Grössere Geschwindigkeiten können dann nur durch steigende Eismächtigkeit hervorgerufen werden. In dem Falle entsteht aber dann die Bedingung zur Existenz einer Druckverflüssigung und damit eine im Sinne der Entlastung fortschreitende Bewegungszunahme. Der Theorie der Regelation dürfte beim In-

landeise mehr Bedeutung beigelegt werden, als zur Erklärung des Schlusses von grossen Spalten und der Verschmelzung zweier Gletscher.

Die grundlegenden Untersuchungen E. v. Drygalskis dürften uns den Beweis erbracht haben, dass die grosse Bewegungsfähigkeit des grönländischen Inlandeises der Hauptsache nach auf den Erscheinungen der inneren Druckverflüssigung und dem Wiedergefrieren der Eiskrystalle, also dem Wechsel des Aggregatzustandes, beruht. Nun hat die Hauptmasse eines Inlandeises an jeder Stelle eine bestimmte, dem herrschenden Drucke entsprechende Schmelztemperatur, sodass schon eine geringe Wärmezufuhr genügt, um Verflüssigungen zu erzeugen. Hierzu würde die geringe Wärmemenge genügen, welche die wärmeren, höher liegenden Eisschichten, — wenn man von der Zunahme der Erdwärme mit den Isothermen absieht, — an die unteren, infolge des grösseren Druckes kälteren, abgeben. Weitere Wärme entsteht aber durch die Reibung dadurch, dass das Schmelzwasser in die Hohlräume gedrückt, und das Eis zusammengepresst wird. Der Übergang von Firneis in Gletschereis, die Verbandsverhältnisse der Eiskörner und die Strukturformen des Gletscherkornes legen ein offenes Zeugnis ab für das Bestehen dieses Vorganges.

Entsprechend diesen Verhältnissen nimmt die Druckschmelzung des Inlandeises von der Oberfläche zur Sohle hin zu; daher macht das Schmelzwasser einen Weg von oben nach unten und zugleich von Gebieten grösserer Eismächtigkeit zu solchen geringerer. Diese vertikal abwärts gerichtete Bewegung konnte E. v. Drygalski am grönländischen Inlandeis konstatieren. Die Schwerkraft ist also die treibende Kraft der Bewegung und der durch den Eigendruck der Eismasse erzeugte beständige Wechsel des Aggregatzustandes ist neben der Plastizität die Bedingung zur Beschleunigung des Fliessens. Neben diesem Hauptgrunde für die Eisbewegung dienen zur Förderung der Bewegung noch andere Vorgänge, so die Umformung durch Bruch und Regelation, das Gleiten auf der

Unterlage, eine gewisse Translationsfähigkeit¹⁾ der Eiskristalle und vielleicht noch andere, bislang nicht bekannt gewordene Vorgänge.

Über die verschiedenen Formen der Bewegung führt nun E. v. Drygalski²⁾ folgendes aus: „Bei dem Inlandeise ist eine horizontale und eine vertikale Bewegung von mir beobachtet worden. Die erstere ist das primäre. Die horizontalen Verschiebungen beruhen nur auf den innerhalb des Eises hervorkehenden Veränderungen in der Vertikalen . . . Bei den vertikalen Verschiebungen sind zwei entgegengesetzte Richtungen zu unterscheiden gewesen, eine aufwärts gerichtete Bewegung in den Randzonen und eine abwärts gerichtete in den Gebieten jenseits davon . . . Auf den Oberflächen der Randgebiete sieht man ein Schwellen des Eises, welches dem von aussen wirkenden Schwunde entgegenwirkt, während jenseits der Randgebiete ein Einsinken der Oberfläche besteht, sobald dasselbe nicht durch Anhäufung von Schnee verdeckt und überwogen wird.“

„Die Eisgebiete, deren Oberfläche einsinkt, erleiden unten zweifellos eine Verminderung der Masse, während die, welche schwellen, einen Zuwachs erfahren. Es findet mithin sichtlich eine Umlagerung von den ersteren zu den letzteren statt. Durch den Druck der darüber lastenden Massen wird das verflüssigte Material von den ersteren fortgedrückt und in die letzteren hineingedrückt. Das Endziel dieses Vorganges ist im allgemeinen die Herstellung der gleichen Mächtigkeit oder desselben glaciostatischen Druckes, und weniger des gleichen Oberflächen-niveaus, wie es der hydrostatische Druck im Wasser ausschliesslich

1) O. Mügge: Über die Plastizität der Eiskristalle (N. Jahrb. f. Min. 1895. Bd. II S. 211—228).

— —: Über die Struktur des grönländischen Inlandeises und ihre Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung (N. Jahrb. f. Min. 1899 Bd. II. S. 123—136).

— —: Weitere Versuche über Translationsfähigkeit (N. Jahrb. f. Min. 1900 Bd. II S. 80—98).

E. v. Drygalski: Grönland, Einleitung. 1897.

— —: Struktur und Bewegung des Eises (N. Jahrb. f. Min. 1901 Bd. I S. 37—48).

2) A. a. O. Grönland, S. 511.

erstrebt...“ Die Randgebiete „erhalten durch das Wasser, welches in sie hineingepresst wird, auch eine Zufuhr von Wärme. Es können deshalb dann auch in ihnen Verflüssigungen entstehen, welche bei der dort vorhandenen Kälte zu Schichtenneubildungen führen. Das überreichliche Auftreten von Schichtung in den Randgebieten lehrt, dass gerade in ihnen reichliche Massenumlagerungen erfolgen.“¹⁾

Da der Druck die Verflüssigungen des Eises bedingt, so wird einmal nach dem Gletscherrande zu eine Zone kommen, in welcher der Druck nicht mehr genügt, um selbst in den untersten Lagen eine Verflüssigung hervorzurufen. In höheren Lagen war diese Grenze schon früher erreicht. Es wird daher einen von dem Eisrande aufwärts zum Nährgebiete sich erstreckenden Eismantel von gewisser Dicke geben, dessen unterste Lage bei der betreffenden Zufuhr von Wärme keine Verflüssigung mehr erfährt. „Zweitens gibt es aber auch für den Verbleib des verflüssigten Materials eine Grenze, weil die Hohlräume und Luftkanäle mit der Zeit alle soweit ausgefüllt werden, dass das Wasser bei den herrschenden Druckverhältnissen nicht mehr wiedergefrieren kann. Es bleibt dann im Eise verteilt und steht unter dem gleichen Druck, durch den es entstand . . . Im ersten Grenzfall müssen wir das Ende für die Bewegungsfähigkeit des Eises erblicken, weil damit die Lockerung des Gefüges, welches zur Bewegung erforderlich ist, aufhört. Jenseits der anderen Grenze muss die vertikale Bewegung, welche lediglich auf einem Einsinken des Eises infolge der Volumverringerung der unteren Lagen beruhte, in eine horizontale übertragen werden, weil zusammenhängende Wassermassen innerhalb einer Eismasse nicht bestehen bleiben und dorthin seitlich fortgepresst werden müssen, wo geringere Druckverhältnisse herrschen.“²⁾

Die innere Abschmelzung des Inlandeises geht also vor allem in einer Zone vor sich, die zwischen der schwellenden Randzone und dem jenseits hiervon gelegenen Nährgebiete liegt. Diese Zone ist äusserlich kenntlich durch das Einsinken der

1) Grönland, S. 513.

2) Grönland, S. 517.

Eismassen infolge der inneren Einschmelzung und mag als „Einschmelzzone“ bezeichnet werden. In ihr liegt die Grenze zwischen der vertikal abwärts gerichteten Bewegung des Nährgebietes und der aufwärts gerichteten der Randzone. Sie entspricht der Firngrenze oder Firnlinie bei den alpinen Gletschern und mag „Einschmelzlinie“ genannt werden.

Abgesehen von E. v. Drygalskis direkten Beobachtungen macht folgende Überlegung die Annahme einer Einschmelzzone wahrscheinlich: Es muss in irgend einer Entfernung vom Eisrand ein Gebiet geben, von dem aus die durch Druck verflüssigten Wasser sich ihren Weg zum Eisrande bahnen können. Ganz abgesehen davon, dass durch die vertikal aufwärts gerichtete, das Schwellen bedingende Bewegung im Randgebiete die Möglichkeit sicher gestellt ist, kann eine solche dennoch schon als existierend, wenn auch nicht für eine grössere Entfernung von der Eisgrenze angenommen werden. Von diesem Gebiete zum Eisrande würden gewisse Wassermassen nunmehr unter dem hydrostatischen Druck stehen, während alle Wasser jenseits dieses Gebietes unter dem Druck verbleiben, unter welchem sie verflüssigt sind, nämlich dem glaciostatischen. Bleibt aber Schmelzwasser im Eise eingeschlossen, so wird der Schmelzpunkt einer Eismasse von 1 ccm bei einer Druckverstärkung von 1 kg um $0,0075^{\circ}$ C. heruntersetzt, fliesst jedoch das verflüssigte Schmelzwasser ab, so steigert sich die Temperaturerniedrigung auf $0,091^{\circ}$ C.¹⁾ Also schmilzt unter gleichen Drucken eine Eismasse eher, wenn das Schmelzwasser entweichen kann. Die Druckverhältnisse ändern sich demnach in dem Augenblicke, in welchem die Druckschmelzung aus dem Nährgebiet in die Einschmelzzone und das Randgebiet übergeht. Derselbe Druck wird in der Einschmelzzone eine grössere Schmelzung des Eises bewirken, und die sichtbare Wirkung dieser Tatsache ist eben das von E. v. Drygalski aufgefundene Einsinken der Eisoberfläche hinter der schwellenden Randzone. Es muss nun in der Einschmelzzone ein Gebiet existieren, auf dem die Druckschmelzung am grössten ist. Die durch dieses hindurchgehen-

1) H. Le Chatelier: Zeitschr. f. physikalische Chemie 1882, IX S. 335 ff.; siehe auch v. Drygalski: Grönland, Anmerkung S. 515—16.

den Stromfäden zeigen einen kleineren Querschnitt, als sie im Nährgebiet besessen haben, daher muss ihre Stromgeschwindigkeit grösser sein. Nach dem Durchgang durch die Einschmelzlinie ist eine Volumverringerung eingetreten, und die Stromfäden vergrössern ihren Querschnitt, sodass eine Verlangsamung der Stromgeschwindigkeit beginnt, welche wegen des grossen Substanzverlustes durch den subglacialen Abfluss der Schmelzwasser sich schnell steigert. In der Tat beobachtete v. Drygalski eine rasch wachsende Abnahme der Geschwindigkeit vom Einsenkungsgebiete zum Eisrande, während die Zunahme derselben im Nährgebiete zur Einschmelzzone hin eine langsamere war.

Der innere Eisschwund ist also, wie gesagt, in der Einschmelzzone am grössten und nimmt schnell zum Eisrande hin ab. Von der Einschmelzzone an sind die Schmelzwasser im Stande sich ihren Weg unter dem Eise zum Eisrande hin zu bahnen. Geringere Wassermengen mögen durch die lockeren Steinbeschüttungen über der Grundmoräne entweichen, grössere werden sich Kanäle im Eis und seiner Unterlage graben, durch deren Vereinigung subglaciale Ströme entstehen, welche in Bezug auf ihre Lage zum Inlandeise als submarginal zu bezeichnen sind.

Über die Existenzbedingungen submarginaler Schmelzwasserströme.

Da die Entstehung der Schmelzwasserströme in Strömungseigentümlichkeiten des Inlandeises begründet ist, so muss selbstredend auch ihre Lage vom Inlandeise reguliert werden. Die Quelle dieser Ströme liegt, wie betont, in der Einschmelzzone des Inlandeises und ihr Lauf unter der schwellenden Randzone. Deshalb muss die Richtung der submarginalen Ströme abhängig sein von den Strömungseigentümlichkeiten dieses Gebietes. Eine Rückwärtsverlängerung subglacialer Wasserkanäle über die Einschmelzzone hinaus, ist aus dem Grunde nicht möglich, weil hier infolge der Änderung der vertikal abwärts gerichteten Bewegung des Nährgebietes in die vertikal aufwärts gerichtete der Randzone jegliche Hohl-

räume alsbald erdrückt würden. Unter dem Eisrande hingegen müssen die subglacialen Kanäle bei weitem günstigere Existenzbedingungen haben, da nämlich die Druckwirkungen der Eismasse hier durch die vertikal aufwärts gerichtete Bewegung gewissermassen aufgehoben werden, und die Longitudinalbewegung mit der Entfernung von der Einschmelzzone schnell abnimmt.

Um die Abflussverhältnisse der Schmelzwasser kennen zu lernen, seien zuerst die verschiedenen Bewegungsformen im Inlandeisrande näher erörtert. Empfängt ein Gletscher einen Zweiggletscher, so ist dieser schon kurz nach der Vereinigung so innig mit jenem verschmolzen, dass seine Bewegungserscheinungen völlig von der des Hauptgletschers absorbiert sind. Das Anfangsstadium eines Inlandeises ist nun die Vereinigung vieler Gletscher, deren selbständige Bewegungen in der Gesamtbewegung aufgehen; ein solcher Vergletscherungstypus entspricht dem des Vorlandgletschers. Mit der wachsenden Mächtigkeit verschwinden die Einzelströme und mit dem Eintreten einer einheitlichen Bewegung rückt die Firnlinie in die Nähe des Eisrandes. Durch diesen Vorgang wird oft die Wasser- resp. Eisscheide in ein Gebiet verlegt, das in gar keiner Beziehung zu ihrer früheren Lage steht. Dass die einheitliche Hauptbewegung des Inlandeises trotzdem im Randgebiete Strömungsunterschiede besitzt, beweist uns die oft ausserordentlich stark gegliederte Form des Eisrandes. Man kann sowohl am rezenten Inlandeise, wie auch an der Lage der diluvialen Endmoränen den oft zu grossen Gletscherloben und Zungen zerschnittenen Eisrand sehen. Dieser Umstand ist aber nur durch die Annahme zu erklären, dass in der Einheit der Hauptbewegung des Inlandeises eine Vielheit von Einzelströmungen im Randgebiete existiert. Auf einer ebenen Tafel würde ein genügend grosser Eiskuchen, in dessen Mittelpunkt die grösste Mächtigkeit läge, nach allen Seiten gleichmässig bis zum Ausgleich der Mächtigkeiten abströmen, und der Eisrand müsste stets dabei ein Kreis bleiben. Geringe Veränderungen in der Unterlage würden Störungen in der Abströmung hervorrufen, da eine Neigung des Untergrundes infolge der Vergrösserung der Zugkräfte eine Beschleunigung,

ein Anstieg infolge der Abnahme der Zugkräfte eine Verzögerung herbeiführen würde, sowie in gleicher Weise dann Veränderungen der Druckkräfte durch Vergrößerung oder Verkleinerung der Abstände in der Vertikalen erzeugen. Die Strömungsunterschiede angrenzender Gebiete würden sich durch das Vorschieben oder das Zurückhalten von Teilen des Eisrandes geltend machen. Jenseits der Randgebiete kann die Hauptströmung durch Veränderungen der Unterlage nur in ihren unteren Partien irgendwelche Differenzen in ihrer Stromgeschwindigkeit erfahren. „Wenn die Eismassen“, sagt E. v. Drygalski,¹⁾ „nicht auf einer ebenen, sondern auf einer geneigten Unterlage liegen, verursacht das blosse vertikale Niedersinken eine Bewegung im Sinne der Neigung. Die horizontalen Umsätze werden zu gleich gerichteten Bewegungen führen, wenn die Dicke des Eises in der Richtung der Neigung abnimmt, weil dann auch die Höhen der vertikalen Abschnitte und somit der Druck in derselben Richtung vermindert wird.“ Mit der Vergrößerung der Zugkräfte auf geneigter Unterlage ist eine Verbreiterung der schwellenden Randzone direkt verbunden, durch die gleichzeitige Abnahme der Druckkräfte aber eine Verminderung der inneren Abschmelzung. Wenn die Neigung einen bestimmten Winkel überschreitet, so wird der Eisrand zu einer Talgletscherähnlichen Zunge auswachsen, der wegen der Kleinheit der Druckkräfte eine grössere randliche Schwellung fehlen muss. Ein solcher Gletscher würde schliesslich infolge zu starker Zugwirkung des Erddruckes in zahlreiche senkrecht zur Zugrichtung liegende, also radiale Spalten, zerreißen. Man könnte also wohl sagen, dass in der wechselnden Beteiligung der Zugwirkungen der Schwerkraft und der Druckwirkungen durch Eigengewicht ein prinzipieller Unterschied zwischen Talgletscher und Inlandeis liegt.

Was dem Inlandeise an Neigung der Unterlage gegenüber einem Talgletscher fehlt, muss durch grössere Mächtigkeit des Nährgebietes gegenüber dem Zehrgebiete aufgehoben werden, d. h. also durch Neigung der Oberfläche. Steigt die

1) Grönland S. 520.

Unterlage aber im Sinne der Bewegung an, so wird, eine gleiche Mächtigkeit des Eises vorausgesetzt, infolge der Zunahme der Druckkräfte gegenüber den Zugkräften die Abschmelzung gesteigert, und infolge der Abnahme der Geschwindigkeit die Breite der schwellenden Randzone vermindert. Mit der wachsenden Steigung hält die Abschmelzung Schritt, und ebenso nimmt die Randzone an Breite ab. Bei einer Steigung von 90° würde also theoretisch die Abschmelzung des Eises in der Randzone eine vollständige sein. Dieser Umstand ist für Beurteilung der Vorgänge massgebend, welche sich in der Umgebung der im Inlandeise liegenden Nunataks abspielen.

Bei der Überwindung aller der Ausbreitung des Inlandeises entgegenstehenden Hindernisse lassen sich zwei Stadien unterscheiden, zuerst wird ein Hindernis vom Eise umflossen, bei wachsender Mächtigkeit sodann überströmt. Im ersten Falle setzt an der, der Bewegung entgegenstehenden Seite eine starke Druckschmelzung ein, die häufig sich äusserlich durch das Vorhandensein eines Oberflächen-Sees bemerkbar macht. Solche Schmelzwasseransammlungen sind nicht selten die Quelle superglacialer Ströme (z. B. Malaspina Gletscher), deren Dasein meistens nur von kurzer Dauer ist, da sie in den in der Nähe der Nunataks häufig auftretenden Eisspalten verschwinden, dann entweder inglacial weiter fliessen oder auch gänzlich vom Eise wieder absorbiert werden. Mit einer allmählichen Überflutung des Hindernisses nimmt die Druckschmelzung ab; denn in dem Winkel zwischen Nunatak und der Eisunterlage bildet sich eine tote Eismasse, die als schiefe Ebene eine Zunahme der Zugkräfte auf Kosten der Druckkräfte verursacht. Das Inlandeis fliesst nun über diese Eismasse hinweg wie über festes Land, schiebt also seine Grundmoräne mit aufwärts, sodass über Nunataks das Eis häufig mit Grund- und Innenmoräne durchsetzt ist. Gleichzeitig mit der Überströmung des Hindernisses findet auch eine Umströmung desselben statt, die infolge der Stauung eine grössere Stromgeschwindigkeit annimmt. Als Folgeerscheinung aus beiden Bewegungsvorgängen tritt hinter dem Nunatak ein Eiusinken

der Oberfläche und eine verschlingende Bewegung auf, durch die der über dem Nunatak hinwegkommende, langsamer fließende Oberstrom mit seiner Grundmoräne hinabgezogen wird. Da nun infolge der seitlichen Zuströmung von Eis hinter dem Nunatak die von oben kommende Grundmoräne nicht mehr den Boden erreichen kann, so setzt sie ihren Weg intraglacial weiter fort und tritt am Eisrande als Mittelmoräne zu Tage. Durch diese Bewegungsvorgänge findet auch das gelegentliche Auftreten von Geröllmaterial innerhalb der Mittelmoräne und der superglacial gewordenen Grundmoräne über einem Nunatak seine Erklärung. Die Geröllmassen müssen infolge der aufpflügenden Tätigkeit des Inlandeises an der Vorderseite der Nunataks mit der Grundmoräne an die Oberfläche gelangt sein.

Die bisher besprochenen Bewegungsvorgänge zeigten den Einfluss der Unterlage auf den inneren Eisschwund und auf die Breite der schwellenden Randzone, die beiden Hauptfaktoren für die Entstehung und Länge von Schmelzwasserströmen. Am längsten werden subglaciale Schmelzwasserströme also in Gebieten mit in der Stromrichtung des Inlandeises geneigter Unterlage, am kürzesten in solchen mit ansteigender Unterlage sein, während sie auf horizontaler Fläche eine mittlere Länge einnehmen müssen. Das Mittel wird natürlich von der Mächtigkeit des Inlandeises abhängen. Ausserdem müssen die aus einem schmalen Eisrande in ansteigendem Terrain hervorkommenden Schmelzwasserströme einen bedeutenderen hydrostatischen Druck besitzen, als die in einer breiteren Randzone entspringenden, nämlich in horizontalen oder im allgemeinen auch in geneigten Gebieten. Im ersten Falle müssen die Kanäle, um ein Bergauffliessen des Wassers zu ermöglichen, völlig ausgefüllt sein und können dies infolge des grösseren hydrostatischen Druckes, im zweiten Fall ist zur Erhaltung des Abflusses die völlige Ausfüllung der Kanäle und damit ein grösserer hydrostatischer Druck nicht nötig.

Mit den Strömungseigentümlichkeiten des Inlandeises auf verschieden geneigter Unterlage haben wir zugleich die

Bedingungen für die Existenz und die Länge der subglacialen Schmelzwasserströme kennen gelernt. Jetzt soll uns die Frage beschäftigen, inwieweit die jeweilige Lage dieser Ströme von den spezifischen Strömungseigentümlichkeiten des Inlandeisrandes abhängig ist. Dadurch, dass das Inlandeis mit einer bestimmten Bewegungsgrösse Gebiete betritt, die durch ihre Neigung oder ihren Anstieg Veränderungen derselben erzeugen, wird die Eisbewegung bald eine Beschleunigung, bald eine Verzögerung erfahren.

Gehen wir aus von den am besten bekannten Verhältnissen an Talgletschern. Vor allem sind es hier die Untersuchungen am Vernagtferner, welche uns ein Bild von der Bewegungsart des Gletschers während eines Vorstosses oder eines Rückzuges geben. Der Beginn eines Vorstosses wird hier durch eine Schwellung des Gletscherendes eingeleitet. „Die Eismassen am Gletscherende,“ sagt Hess,¹⁾ „wurden infolge des gesteigerten Druckes aufgestaut und schneller bewegt, lange bevor die aus der Sammelmulde ausfliessenden, grossen Eismengen in die Nähe des Gletscherendes kamen. Die Schwellung schreitet also rascher vor, als der aus dem Firnfeld kommende Massenzuwachs.“ Es zeigen die Beobachtungen sodann, „dass die Geschwindigkeit im Vorrücken des Gletschers anfangs klein ist, später aber immer grösser wird, um schliesslich zu ganz ausserordentlichen Beträgen anzuwachsen.“²⁾ „Das rasche Vorschreiten der Schwellung“, jedoch,³⁾ „erscheint teilweise als eine Folge der Kontinuitätsbedingung, nach welcher gleichzeitig in allen Querschnitten die Veränderung der Geschwindigkeit im gleichen Sinne vor sich geht.“ Der Bewegungszustand eilt der bewegten Masse weit voraus.

Für die Bewegungserscheinungen am Vernagtferner gibt Hess⁴⁾ nun folgende Erklärung: „Während die Eismenge, welche die Vergrösserung der Zunge herbeiführte, aus dem Firnfeld floss, musste der Druck, dem sie ihre Bewegung verdankte, allmählich abnehmen. Da aber auch bei ab-

1) Die Gletscher, S. 300. 2) ebenda S. 301. 3) ebenda S. 343.

4) ebenda S. 344.

nehmendem Druck die einmal vorhandene Geschwindigkeit des Ausfliessens längere Zeit beibehalten wird, so kann der Zustand stärkster Bewegung in der Gletscherzunge längere Zeit anhalten. Je weiter aber die Entleerung des Beckens vor sich gegangen ist, um so weiter wird auch die Druckabnahme gediehen sein und von einem gewissen Zeitpunkte an reicht der reduzierte Druck nicht mehr hin, um die Eisbewegung mit der Höchstgeschwindigkeit zu unterhalten. Von da an nimmt die Geschwindigkeit anfänglich sehr schnell, später immer langsamer ab, bis wieder ein Minimalwert erreicht ist, wie er kurz vor einem neuen Vorstoss besteht.

So lange die Geschwindigkeit noch gross genug ist, um den durch die Abschmelzung eintretenden Substanzverlust am Zungenende zu ersetzen, kann dieses nicht zurückgehen, ja es kann sogar bei stark reduzierter Geschwindigkeit noch ein Vorschreiten des Gletscherendes festzustellen sein. Am Ende der Vorstossperiode ist der Gletscher wenigstens der Form nach einige Zeit lang stationär; die Geschwindigkeit wird in allen Teilen weiter abnehmen und schliesslich derart herabsinken, dass nicht mehr eine der ganzen in einer gewissen Zeit anfallenden Niederschlagsmenge entsprechende Eismasse in der selben Zeit das Firnfeld verlässt, sondern Ansammlung im Firn eintreten kann.“

Ueber die Erklärung der Gletscherschwankungen lassen sich noch hier einige Folgerungen Finsterwalders aus der Forel-Richterschen Theorie anfügen:¹⁾

„1. Die ganze Schwankung der Gletscheroberfläche spielt sich in einem Raume ab, der nach oben von einer idealen Gletscherfläche begrenzt ist, welche zu einem stationären Gletscher mit dem grössten Wurzelquerschnitt gehört. Die untere Grenze des Raumes bildet eine ideale Gletscherfläche, die einem stationären Gletscher mit dem kleinsten Wurzelquerschnitt entspricht. Keine von beiden Grenzen wird von der momentanen Gletscheroberfläche in ihrer ganzen Aus-

¹⁾ Siehe Hess a. a. O. S. 351.

dehnung erreicht. An der oberen Grenze gleitet der Rücken der Schwellung mit der vorhin definierten Geschwindigkeit entlang, an der unteren Grenze ebenso die Sohle der Abschwellung. Die Querschnitte, welche dem Rücken der Schwellung und der Sohle der Abschwellung entsprechen, teilen die Zunge in Gebiete, in denen abwechselnd eine Hebung, bezw. eine Senkung der Gletscheroberfläche stattfindet. Unterhalb des Rückens der Schwellung ist Hebung, oberhalb Senkung. Wenn der Rücken der Schwellung das Zungenende erreicht, hat der Gletscher einen Maximalstand und dann findet auf der ganzen Zunge Senkung statt. Wenn die Sohle der Abschwellung an das Ende gelangt, ist ein Minimalstand da, und es hebt sich der Gletscher in seiner ganzen Ausdehnung.

2. Maximum der Länge und grösster Querschnitt der Wurzel treten nicht gleichzeitig auf; ersteres ist gegenüber dem letzteren verspätet, ebenso wie das Minimum der Länge gegenüber jenem des Wurzelquerschnittes. Die Verspätung des Maximums ist aber grösser als jene des Minimums. Der Gletscher wächst langsam und geht rasch zurück.

3. Die normale Form des stationären Gletschers hat am Ende selbst eine senkrechte Tangente. Der vorschreitende Gletscher bricht stets mit einer vertikalen Wand ab, deren Höhe mit der Geschwindigkeit des Vorschreitens zunimmt. Die Stirn des rückgehenden Gletschers ist schwach geneigt und läuft dünn aus.

4. Das Maximum des Volumens der Zunge tritt vor dem Erreichen des Längsmaximums auf; ebenso das Minimum des Volumens vor jenem der Länge.“

Ein Stillstand des Gletscherendes nach einem Vorücken tritt demnach ein, nachdem das Maximum des Volumens bereits überschritten ist, ein solcher nach einem Rückschreiten aber, nachdem schon das Minimum des Volumens erreicht ist. Während aber das Ende festliegt, gehen beständig Veränderungen im Volumen vor sich. Beim Stillstand nach dem Vorstoss senkt sich allmählich das Ende, dann mit ihm die ganze Oberfläche und zwar solange bis die Sohle der Abschwellung das Ende erreicht hat;

darauf beginnt ein schneller Rückgang. Nach einem Rückzuge ist ein Stillstand erst dann möglich, wenn eine neue Schwellung das Gletscherende und mit ihm die gesamte Oberfläche hebt. Er dauert nun solange, bis der Rücken der Schwellung das Gletscherende erreicht. Ein stationärer Gletscher stellt also einen Zustand der Gletscherbewegung während einer dynamischen Gleichgewichtslage dar. Danach sind zwei Arten von Stillstandslagen zu unterscheiden, die je nachdem sie aus einem Vorrücken oder einem Rückzuge hervorgegangen sind, andere Formen in der Bewegung zeigen, was besonders, wie wir später sehen werden, für die Wirkungen der Gletscherbewegung, nämlich der Erosion und Akkumulation, vor allem bei Bildung der Endmoränen, von Bedeutung ist. Vom Inlandeise gilt über den Stillstand des Eisrandes dasselbe. Da in ihm der verhältnismässig lange Talgletscher durch einen relativ schmalen Eisrand ersetzt wird, hat einerseits der Rücken und die Sohle der fortschreitenden Schwellung einen kürzeren Weg zurückzulegen, andererseits werden die Beträge der Schwellung und Abschwellung absolut genommen grössere sein. Die Tätigkeit des Inlandeises bei einem Stillstande des Eisrandes und beim Vorrücken wird eine ganz andere, als diejenige beim Eisrückzuge sein. Streng genommen können wir also beim Stillstande des Eisrandes nicht einmal von einer stationären Strömung reden, doch dürften die Veränderungen im allgemeinen doch nicht so gross sein, dass man unter gewissen Bedingungen eine Konstanz der Stromfäden nicht annehmen könnte.

Wenn die „stationäre Strömung“ nun Veränderungen erleidet, sei es durch einen Vorstoss oder Rückzug, sei es beim Übergang in ein anders geneigtes Gebiet, so entstehen Differenzialbewegungen, welche durch Vergrösserung oder Verringerung der Unterschiede in der Bewegung innerhalb der Hauptströmung zu Transversalbewegungen führen müssen. Transversalbewegungen an Talgletschern beobachteten zuerst Tyndall und Finsterwalder. Nach ihnen erfolgt die Abnahme der Geschwindigkeit von der Mitte zum Rand schneller, als die von der Oberfläche zur Tiefe. Die unteren Teile sind demnach verzögert, die

randlichen jedoch noch stärker. Daraus wurde auf eine Transversalbewegung von der Mitte zum Randgebiete, also auf eine divergierende Bewegung geschlossen, welche im allgemeinen an Grösse gegen das Gletscherende und den Rand zunimmt. Die durch den Schub der Eismassen erzeugten Differenzialbewegungen bewirkten also im Gletscher ein seitliches Ausweichen der tieferen Teile des Eises.

Beim Inlandeise äussern sich nun die Transversalbewegungen in folgender Weise: Das Produkt aus Geschwindigkeit und Querschnitt ist ein bekanntes. In der Einschmelzzone ist der Querschnitt der Stromfäden am geringsten, daher die Geschwindigkeit am grössten. Die Geschwindigkeit nimmt aber schnell zur Eisgrenze hin ab, da mit der randlichen Schwellung der Querschnitt wächst. Neben dieser Bewegung konstatierte E. v. Drygalski am grönländischen Inlandeise eine Geschwindigkeitsabnahme von unten nach oben innerhalb der vertikal aufwärts gerichteten Bewegung. Beide Bewegungen der Hauptströmung erfahren nun durch Änderungen in der Zug- und Druckwirkung des Eises, welche eben durch Vorstoss oder Rückzug, sowie durch das Passieren anders geneigter Gebiete erzeugt werden, entsprechende Differenzen. Je nachdem diese aus einer Beschleunigung oder einer Verzögerung der Bewegung entstanden sind, resultieren bald mehr, bald weniger stark divergierende Transversalbewegungen, die bei entsprechender Steigerung selbst zu konvergierenden führen müssen. In einem Falle nämlich wird die infolge einer Zunahme der Abschnitte in der Vertikalen entstandene Beschleunigung zwar eine Geschwindigkeitszunahme der aufwärts gerichteten Vertikalbewegung bewirken, aber zugleich eine Abnahme der mit den Zugkräften gleichgerichteten Longitudinalbewegung. Die so entstehenden Differentialbewegungen suchen die mit der Longitudinalbewegung divergierenden Bewegungsfäden immer mehr konvergent zu machen, sodass schliesslich eine konvergierende Transversalbewegung resultiert, welche sich in einem Ziehen der Bewegungsfäden des Eises nach der Mitte hin äussert. Diese Bewegungsform hat Schlagintweit an einigen Gletschern (Vernagtgletscher und Hintereisferner der Alpen, 1847 und 48) häufig beobachtet.

Oberflächlich soll sich diese Transversalbewegung durch stückweises Hinziehen der Seitenmoränen zur Mitte hin bemerkbar machen. Beim Inlandeise würde durch einen solchen Bewegungsvorgang ein Zusammenziehen der Grundmoräne, d. h. Akkumulation stattfinden. Entgegengesetzte Wirkungen müssen im Eisrande eintreten, wenn sich Verzögerungen in der Stromgeschwindigkeit ausbilden. Die Breite der schwellenden Randzone wird in diesem Falle reduziert werden, und die Geschwindigkeit der Longitudinalbewegung würde auf Kosten der Vertikalbewegung eine Steigerung erfahren. Die entstehenden Differentialbewegungen führen nunmehr zu divergierenden Transversalbewegungen, die sich durch seitlich ausweichende Stauung bemerkbar machen. Durch diese wird die Grundmoräne von den zentralen Partien zum Eisrande hin befördert, sodass marginale Akkumulation eintritt. Die Fortschaffung der Grundmoräne zum Eisrande bedeutet für die zur Einschmelzzone hin liegenden Teile Erosion.

Die Transversalbewegungen werden die Longitudinalbewegung im Eisrand beeinflussen, und die subglacialen Schmelzwasserströme werden den Stromfäden der aus beiden resultierenden Bewegung, d. i. der Richtung des geringsten Widerstandes folgen. Das unter den Druckwirkungen der Schwere entstandene Wasser wird senkrecht zur Druckrichtung fortgepresst, würde also in der Horizontalen gleichmässig nach allen Seiten ausweichen müssen, wenn sich die Entlastung der Eismasse überallhin gleichmässig verteilte. Da aber infolge der Longitudinalbewegung ein einseitiges Abströmen stattfinden muss, so werden die Wasserstromfäden alle in die Richtung der Hauptbewegung des Eises gebracht werden, d. h. die entgegengerichteten umgebogen. Im Augenblick der Druckverflüssigung sucht nun neben der Longitudinalbewegung auch die Transversalbewegung die Stromfäden in ihre Richtung zu ziehen, sodass eine mit der Longitudinalbewegung bald divergierende, bald konvergierende Bewegung entsteht. Die Konvergenz wächst mit der Geschwindigkeit der Longitudinalbewegung, die Divergenz mit der Verzögerung derselben. Überwiegt nun infolge einer Vergrößerung der Zugkräfte die konvergierende Transversalbewegung stark die sich

verzögernde Longitudinalbewegung, so schiebt sich eine lange Zunge aus dem Gletscherrande vor, und die Schmelzwasser werden infolge der konvergierenden Bewegung bis ans Ende der Zunge geführt. Je länger die Zunge wird, desto mehr verkleinert sich die Konvergenz, und die Schmelzwasserströme können eine annähernd parallele Lage mit der Longitudinalbewegung einnehmen. Dieser Fall wird beim Rückzuge des Eises dann eintreten, wenn ein isolierter, grosser Eislobus in einem flachen Becken endigt; da an den beiden Seitenwänden desselben eine Verzögerung der Stromgeschwindigkeit gegenüber den tiefer liegenden, mittleren Partien stattfindet, so wird durch die resultierende Gegenströmung die konvergierende Transversalbewegung unter Umständen aufgehoben werden können. Die Folge davon ist, dass die Schmelzwasseransammlungen sich parallel der Richtung der Longitudinalbewegung anordnen.

Ein Wachsen der Verzögerung infolge einer Verminderung der Zugkräfte wird, wie gesagt, die Divergenz der Transversalbewegung vergrössern, ein Umstand der äusserlich dadurch kenntlich wird, dass der Eisrand sich entweder einbuchtet oder wenigstens gegenüber anderen grösseren Gletscherzungen eine nur geringe Vorwölbung bekommt. Die Divergenz muss bei grossen lokalen Verzögerungen eine ganz bedeutende werden, und sie mag unter Umständen soweit wachsen, zumal die Randzone in diesem Falle sehr schmal ist, dass die Schmelzwasserströme annähernd senkrecht zur Longitudinalbewegung, d. h. fast parallel dem Eisrande abströmen. Mit der vollständigen Einschmelzung des Eisrandes infolge zu grossen Gegendruckes durch das Land wird ein dem Eisrande paralleles Abfliessen stattfinden können. Dieser Zustand wird schon bei geringerem Anstieg des Landes eintreten, wenn bei dem Vorrücken sich der Eisrand in einem Becken aufwärts schiebt. Noch in einem anderen Falle ist ein ebensolcher Vorgang denkbar; wenn nämlich der Rand des Inlandeises in ein genügend tiefes Wasserbecken (Meer, Stausee) eintaucht, wird durch den Gegendruck des Wassers die Zugkraft des Eises entsprechend aufgehoben. Hierdurch verliert der Eisrand seine Bewegungsfähigkeit und bricht meistens ab. Da aber

dennoch die Druckkräfte ungeschwächt bestehen bleiben, so wird die Einschmelzzone in unmittelbare Nähe des Eisrandes rücken. Das am Grunde des Wasserbeckens unter hohem, hydrostatischem Druck hervorgepresste Wasser wird unter bald grösserem, bald kleinerem Winkel zur Longitudinalbewegung austreten.

Während demnach infolge Passierens eines in der Stromrichtung geneigten oder ansteigenden Gebietes die Transversalbewegung im Eisrande durch die eintretende Beschleunigung oder Verzögerung Abänderungen erfährt, werden im selben Sinne durch die beschleunigte Bewegung zur Zeit der Ausbreitung des Inlandeises und durch die Verzögerung mit dem Eisrückzuge entsprechende Bewegungsformen ausgebildet, die sich bald durch eine Steigerung der Konvergenz oder Divergenz der Stromfäden, bald durch eine Verringerung derselben bemerkbar machen. Ganz im allgemeinen lässt sich vom vorrückenden Inlandeise behaupten, dass die Bewegungsfäden des Eisrandes konvergieren und damit unter demselben eine Akkumulation vorwaltet, sowie vom zurückgehenden, dass die Bewegungsfäden des Eisrandes divergieren und damit eine subglaciale Erosion unter demselben eintritt. Das Wie der Exaration und Akkumulation des Eisrandes wird an späterer Stelle genauer besprochen, während sich über die Strömungsvorgänge jenseits der Einschmelzzone im Nährgebiete Näheres überhaupt noch nicht aussagen lässt; doch dürfte anzunehmen sein, dass dort der Transport unter und mit dem Eise herrscht.

Zum Schluss dieser Erörterungen über die Strömungsverhältnisse des Eises soll noch auf die sich ergebenden Vergleichspunkte mit der Wasserbewegung hingewiesen werden. Beim Talgletscher findet das Stranden der Bewegungslinien bei langsamer Strömung eher statt, als bei schneller, d. h. beim Eisrückzuge werden die Seiten des Talbettes stärker angegriffen, als beim Vorrücken; die Zusammenziehung der Bewegungsfäden beim Vorrücken wiederum bewirkt eine grössere Erosion in den mittleren, tieferen Teilen des Bettes. Diese Vorgänge sind aber die normalen bei der Wasserbewegung. Seitenerosion

tritt bei langsamen Fliessen ein und Tiefenerosion bei schnellem. Die Inlandeisbewegung wiederum lässt sich mit den Strömungen in einem Meere vergleichen. Die Wellenbewegung des Meeres erzeugt nur an Hindernissen in der Bewegungsrichtung des fortschreitenden Wellenberges eine Strömung, welche an dem Hindernisse, sei es nun eine Küste oder ein Riff, entlang läuft. Es gelten hier die Erscheinungen der Seitenerosion, nämlich seitliche Erosion verbunden mit zentraler Akkumulation nach den inneren, tieferen Teilen hin. Wird nun aber ein Küstenstrom in eine Wasserstrasse eingeführt oder liegt deren Längserstreckung annähernd in der Bewegungsrichtung des Stosses der Wellen, so entsteht ein starker Strom, der deutliche Tiefenerosion aufweist. Bei Sturmfluten vergrössert sich die Geschwindigkeit des Küstenstromes derart, dass auch hier Tiefenerosion einsetzt. Beim Inlandeise ist immer Transport vorhanden, welcher sich entweder bis unter den Eisrand fortsetzt oder aber einer Akkumulation Platz macht. Beim Vorrücken des Eises haben wir randliche Akkumulation, wie bei der Seitenerosion; beim Rückzug Tiefenerosion. Mulden und Rinnen wiederum erfahren sowohl beim Rückzuge, wie beim Vorrücken eine Vertiefung.

Von den Bewegungsformen, wie sie im Vorstehenden geschildert werden, ist die Existenz der subglacialen Schmelzwasserströme abhängig, da die Wasserstromfäden sich mit denen des Eises möglichst parallel zu stellen bestreben. Ihre Lage ist durch die mannigfaltigen Bewegungsformen des Eisrandes bestimmt und lässt sich für jedes Gebiet aus den besprochenen Bedingungen mit mehr oder weniger grosser Wahrscheinlichkeit ableiten. Bei vorrückendem Eisrande müssen wegen der Verringerung der einer Stillstandslage entsprechenden mittleren Breite die Schmelzwasserabflüsse kürzer sein, als bei sich zurückziehendem. Für die Ästheorie dürften jedoch Ströme eines vorrückenden Inlandeises, falls überhaupt in diesem Falle nennenswerte subglaciale Wasseransammlungen vorkommen, von geringerer Bedeutung sein, da durch das Nachrücken des Eises ihre Ablagerungen zerstört oder von Moränen bedeckt werden müssten.

Beobachtungen über Schmelzwasserströme und deren Ablagerungen am rezenten Inlandeise.

Aus den Beziehungen zwischen den Bewegungsercheinungen des Inlandeises und der superglacialen Entwässerung ergaben sich Schlüsse über die verschiedenartigen Existenzbedingungen von Schmelzwasserströmen. Über das tatsächliche Auftreten solcher Hvitåflüsse lassen sich einige Beobachtungen an den rezenten Inlandeisfeldern der Polargebiete beibringen.

„Unsere Gletscherquellen sind nur reissende Bäche, in Grönland sind es Ströme, welche aus ungeheuren Eistoren hervorbrechen,“ berichtet schon Payer¹⁾ von der zweiten deutschen Nordpolar-Expedition im Jahre 1869—70. Abgesehen jedoch von einigen unbedeutenderen Funden ist doch das Suchen nach grösseren Schmelzwasserströmen und deren Ablagerungen gerade beim grönländischen Inlandeise ziemlich fruchtlos geblieben. Diese Erscheinung hat darin ihren Grund, dass das etwa 250000 □ km grosse, das ganze Innere Grönlands bedeckende Inlandeis in den östlichen Teilen des Landes entsteht und nach dem Gebirge des westlichen Küstenkammes abströmt, wobei es in seinem mittleren Teile eine Mulde ausfüllt. Das Inlandeis endigt nun schon teilweise in der Tiefe dieser Mulde, wo sich die zusammenhängende Eisdecke in Einzelströme auflöst, die nun ihrerseits entweder in tief einschneidenden Fjorden oder ins offene Meer münden, teilweise aber tritt es geschlossen bis an das Gebirge der Westküste heran. In beiden Fällen ist also die Bildung von grösseren Hvitåströmen unmöglich. J. C. Chamberlin²⁾ hebt dieses Fehlen der subglacialen Ströme ausdrücklich hervor und sucht seine Ursache in der ungleichmässigen Entwässerung. Diese ist der Hauptsache nach eine laterale, indem nämlich die Wasser an dem Rande der Loben entlang fliessen. Von den grönländischen Geröllsand-

1) Petermanns Mitteilg. 17. Bd. 1871. S. 125.

2) Recent glacial studies in Greenland. (Bulletin geolog. society of America vol. 6 p. 199—220. Februar 1895.) p. 215.

ablagerungen ist eine stellenweise gut entwickelte Terrassenbildung bekannt. Bei Holst¹⁾ liest man weiter noch folgendes: „Manchmal sind diese Bildungen einseitig abgeschnitten, sodass sie auf der einen Seite einen åsähnlichen Abhang bekommen haben.“

Ganz ähnliche Verhältnisse findet man bei der Entwässerung in Norwegen. Auch die hier vorkommenden, subglacialen Hvitåbäche sind nur von geringer Ausdehnung.

Aus Island hingegen sind schon seit langem subglaciale Schmelzwasserströme bekannt. C. W. Paykull²⁾ berichtet von ihnen, dass sie gleichsam unter dem Eise hervorgepresst werden, infolge des Druckes mit gewölbter Oberfläche hervorkommen, mit der grössten Heftigkeit aufbrausen, bedeutende Massen Moränengrus binnen kurzem zu Rollsteingrus verarbeiten und weithin verfrachten. Letzterer besteht aus geschichteten Sanden mit grossen und kleinen Geröllen, sowie ab und zu einem Felsblock und tritt in Hügeln und Rücken auf, die vollständig den Åsar gleichen. „Zwischen dem Sólheima und Skógasanden am Boden eines Talganges beim Flusse Tulilaekers gerade am Ende des Gletschers und gegen diesen gestützt,“ sagt Paykull, „befindet sich ein deutlich ausgebildetes Rollsteinås von etwa 50 Fuss Höhe, das gerade aus dem Gletscherende hervorkommt und parallel dem Flusse ist. Dies Ås ist einige 100 Schritt lang mit scharf abschüssigen Seiten. Etwas weiter abwärts zum Meere hin liegt ganz in der Verlängerung des ersten Walles ein zweiter von ausgeprägter Åsform.“

Die besten Aufschlüsse über jugendliche Åsarbildungen und solche in statu nascendi ergaben die Beobachtungen an den Gletschern in Alaska. Von den Schmelzwasserströmen des Muirgletschers berichten G. F. Wright³⁾ und H. F. Reid⁴⁾

1) Berättelse a Resa till Grönland. (Svenska geol. undersökn. 81 Stockholm 1886.) sid. 58.

2) Istiden i Norden. Bidrag till kannedomen om Islands Bergbyggnad, Stockholm 1867, sid. 42.

3) The ice age in America. New York, 1889.

4) Studies of the Muir Glacier in Alaska. (The national geograph. Magazine.) Washington 1892. IV—VIII; Glacier Bay and its Glaciers.

Näheres. Die an der Glacierbay abbrechende Steilwand zeigt 30—50 m über der Fluthöhe Öffnungen von Tunneln, die von subglacialen Strömen herrühren. Diese Kanäle enthalten an einigen Stellen Geröllsandablagerungen, sind aber teilweise mit superglacialem Schutt erfüllt, der durch Löcher im Dache hineingestürzt ist und sich an einigen Punkten ca. 5 bis 7 m hoch aufgehäuft hat. Heute werden dieselben nur noch streckenweise von Schmelzwasserströmen benutzt. In dem Masse nun wie die Eisränder zurückschmolzen, sagt Wright,¹⁾ traten gewundene Rücken zu Tage, die sich an Stellen, wo alte und breite Einsturztrichter im Tunnel vorhanden waren, kuppenartig erhoben. Überall dort, wo an den Seiten des Tunnels bis in einige Entfernung das Eis dünner war, muss bei dem gleichzeitigen Abschmelzen die Oberfläche niedriger werden, als dort, wo sie durch dicke Schuttmassen geschützt war. Auf diese Weise stürzen die Trümmer auf den Seiten ebensogut nieder, wie in der Mitte des Tunnels und haben daher gleichzeitig drei parallele Rücken gebildet, einen in der Mitte und je einen auf den beiden Seiten. Wenn das Eis dann vollständig zurückschmilzt, werden die Schuttmassen alle Eigenschaften einer Kameslandschaft aufweisen, d. h. aus annähernd in der Bewegungsrichtung liegenden, zu mehreren parallelen Rücken und Kuppen bestehen, die von zahlreichen Söllen durchsetzt sind.

Auf der Ostseite des Muirgletschers, nahe an der Vereinigungsstelle des ersten parasitären Zweiggletschers mit dem Hauptgletscher, existieren an dem Ausgange eines subglacialen Tunnels ähnliche Verhältnisse.

Besonders lehrreich für die Ästheorie sind die Beobachtungen J. C. Russells am Malaspinagletscher.²⁾ Aus den Hochtälern

(Annual report U. S. geolog. survey, XVI 1894—95.) Washington 1896 IV, V, VII.

1) A. a. O. p. 62.

2) An expedition to Mount St. Elias, Alaska 1890. (Nation. geograph. Magazine vol. 3 p. 53—204, pl. 2—20. May 29, 1891).

Mt. St. Elias and its glaciers. (Americ. journ. science, ser. 30. vol. 43 p. 169—182 pl. 4. map. 1892).

Malaspinaglacier. (Journ. of geolog. vol. 1. p. 219—245 Apr.—May 1893).

der St. Elias-Gebirgsgruppe fliessen grosse, alpine Gletscher herab, vereinigen sich in der Ebene zwischen dem Gebirge und der Küste des pacifischen Ozeans und bilden dort einen mächtigen ca. 3840 qkm grossen und wenigstens 3—400 m dicken Eiskuchen, den Malaspinagletscher. Dieser typische Vorlandgletscher hat in seiner Bewegungsrichtung eine Breite von 50—60 km, senkrecht zu derselben eine Länge von ca. 100 km, dabei nur geringes Gefälle, sowie wenig Bewegung und ist in seinen randlichen Teilen sogar ganz stagnierend. Da die aus dem Gebirge kommenden Ströme durch die Eismasse an einem oberirdischen Laufe verhindert werden, verschwinden sie an der Nordseite des Malaspina in dort vorhandenen Spalten und Mühlen, die oft zu grossen, hochgewölbten Toren geworden sind und nehmen innerhalb des Eises oder auf dem Grunde desselben in geschlossenen Kanälen ihren Weg zum Eisrande. Die zahlreichen Spalten, welche sonst auf dem Malaspina fehlen, entstehen infolge der Stauung in der Zone, wo die alpinen Gletscher auf den Vorlandgletscher stossen.

Die vorhandenen subglacialen Ströme führen grosse Mengen von Sand und Kies mit sich, lagern sie an der Mündung der Tunnel ab und überschütten damit noch teilweise das Vorland. Dieses ist in seiner ganzen Ausdehnung bis zum Meere von Moränenmaterial bedeckt und zeichnet sich durch zahlreiche, schmale Sölle und Seen aus, die ca. 15—30 m tief und mehr als 40 m breit werden können. Alle diese Vertiefungen werden nach Russell¹⁾ durch die Abschmelzung zurückgebliebener Eiscylinder unter einer vorhandenen, alten Moränenbeschüttung infolge des allmählichen Einbruches gebildet.

Entlang dem südlichen Rande des Malaspina, berichtet Russell²⁾ weiter, zwischen Yachtse und Point Manby gibt es hunderte von Schmelzwasserflüssen, die am Gletscherrande mit Ungestüm und oft unter Bildung von Springquellen hervortreten.

Alle diese Ströme sind braun gefärbt und mit Sedimenten, selbst grossen Blöcken, überladen. Unter ihnen ist der interes-

1) A. a. O. 1891, S. 120.

2) A. a. O. 1892, S. 179—180.

santeste der Fountain-Strom. Dieser kommt mit einer, volle 30 m breiten Springquelle zu Tage, deren Wasser bis 5 m hoch empor geschleudert werden und weitere Wasserstrahlen von 2—3 m entsenden. In einem breiten, reissenden Strom eilt er sodann seewärts, teilt sich in mehrere Arme und überschüttet viele Hektar Land mit Kies und Sand.

Am östlichen Rande sind die Hauptströme Osar, Kame und Kwik. Jeder von ihnen entstammt einem Eistunnel und fließt noch eine Strecke zwischen steil aufragenden Eiswällen. Der Kame-Strom, der interessanteste von ihnen, läuft ca. 800 m zwischen einem schmalen Cañon mit Wällen aus schmutzigem, 15 und mehr Meter hohem Eis. Dieses Cañon stellt ein von moränenbedeckten Eishügeln umgebenes Tal dar, das sich allmählich gegen O erweitert und sich in einem niedrigen, an die Bayküste grenzenden, sumpfigen Terrain verliert.

An der Nordseite dieses nach oben offenen Kanales liegt ein scharfer, wohlgerundeter Kiesrücken, der dem gegenwärtigen Strom parallel läuft. Er zeigt noch stellenweise Reste einer ehemaligen Eisunterlage und dürfte von einem Strome gebildet sein, der nur gut 30 m höher lag, als der jetzige. Auch in der Ebene vor dem Gletscher fand Russell¹⁾ gleichmässig gerundete, markante Kiesrücken, die ebenfalls noch Reste des ehemaligen Eisbettes enthielten. Nach ihm haben alle diese Rücken ein den Åsar New Englands gleichendes Aussehen, so dass er für die Åsar eine gleiche subglaciale Entstehung annimmt.

Russell konnte nun die Bildung solcher Kiesrücken, sozusagen, in statu nascendi beobachten und schildert uns den Vorgang folgendermassen: „Viele schütten ihr Geschiebe innerhalb der Tunnel auf und verschliessen dadurch ihre Ausflussöffnungen Dank diesem Vorgange erhöht sich der Tunnelboden, und die Wasser müssen das Tunneldach nach oben hin erweitern. So bauen sich schmale Rücken von Sand und Kies auf . . . Schmilzt das Eis zurück, so kommt ein Kiesrücken zu Tage“²⁾ der beiderseits von steil aufragenden Eiswällen unterstützt wird.

1) A. a. O. 1892, p. 180.

2) A. a. O., 1891, p. 82.

Beim völligen Rückschmelzen suchen diese Kieswälle mit horizontaler oder diskordanter Parallelschichtung durch Niederrutschen ihrer seitlichen Partien den natürlichen Böschungswinkel anzunehmen, und so entsteht dann ein Rücken mit nach aussen geneigten Schichten, d. h. ein scheinbarer Schichtensattel*). Sind die Kiesrücken in Tunneln unter einem mit Moräne durchsetzten Teile des Malaspinagletschers abgelagert, so werden sie nach dem Abschmelzen des Eises mit Blöcken bedeckt sein. Eckiges Material wird aber dann auf dem Rücken fehlen, wenn der Gletscher frei von Moräne war.

Die Äsar am Malaspinagletscher werden also vorwiegend durch subglaciale Ströme gebildet, die zum Teil durch inglaciale und subglaciale Abschmelzung, zu einem nicht geringen Teile aber auch durch superglaciale entstanden sind. Superglaciale Flüsse existieren nach Russell¹⁾ überhaupt nur an wenigen Stellen des Malaspina, besonders an seinem nördlichen Rande, wo die Eisoberfläche eine sanfte Abdachung besitzt. Jedoch sind diese Ströme in allen Fällen nur kurz, verschwinden bald in einer Spalte oder Gletschermühle und vereinigen sich mit den Bodenströmen.

Russell glaubt nun²⁾, dass Prozesse subglacialer, fluviatiler Ablagerung vor allem einer stagnierenden Eisfläche zukommen und dass bei vorrückenden Gletschern an Stelle der subglacialen Akkumulation die Erosion tritt.

Der Einfluss der Schmelzungs Vorgänge beim Inlandeise auf die Wasserhaltung der Schmelzwasserströme.

In den bis jetzt gemachten Auseinandersetzungen wurde der Beweis geliefert, dass beim Inlandeise eine basale Abschmelzung, die mit den Strömungseigentümlichkeiten des Eises in inniger Beziehung steht, sowie Schmelzwasseransammlungen bis zu der Grösse von ausgedehnten, subglacialen Strömen

*) Es heisst da wörtlich: mit pseudoantiklinaler Struktur.

1) A. a. O. 1891, p. 80.

2) A. a. O. 1891, p. 82.

existieren, welche die im Randgebiete aufsteigende Innenmoräne zur Bildung von Schotterbänken innerhalb der erodierten Eiskanäle verwandten. Im folgenden soll nun im besonderen festgestellt werden, ob die Äsarbildungen in ihrer äusseren und inneren Morphologie im Einklang stehen mit der Wirkungsweise solcher subglacialen Flüsse.

Bevor wir jedoch zu einer näheren Betrachtung dieser Fragen übergehen, sollen noch einige allgemeine Erörterungen über den Eisschwund vorausgeschickt werden. Die Untersuchungen Uphams¹⁾ und Crosbys²⁾ führten, wenn auch auf ganz anderem Wege und zum Teil unter veralteten Vorstellungen zu dem Resultate, dass einem vorrückenden Inlandeis die basale Abschmelzung fehle. Aus der entwickelten Theorie der Eisbewegung geht nun hervor, dass subglaciale Schmelzwasserflüsse von längerer Lebensdauer nur beim Rückzuge und beim Stillstande des Eisrandes auftreten können. Das Vorrücken schliesst natürlich eine Schmelzwasserbildung nicht absolut aus, doch ist diese auf andere, später näher besprochene Ursachen zurückzuführen. Der Zustand der Konvergenz der Eisstromfäden im Eisrande verhindert die Ausbildung subglacialer Schmelzwasserkanäle und bewirkt eine Absorbierung der durch die Einschmelzzone gehenden, unter Druck verflüssigten Eisstromfäden. Der dadurch verhinderte Substanzverlust führt anfangs zu einer Erhöhung des Randgebietes und dann infolge Beschleunigung des Fliessens zum Vorrücken des Eises. Beim Eisrückzuge findet umgekehrt infolge der Divergenz der Bewegungslinien ein bedeutender Substanzverlust durch die innere Einschmelzung statt, die eine Senkung der Oberfläche des Eisrandes und damit einen Rückzug desselben bewirkt. Die Rückzugsperiode des Eises bietet also für die Existenz subglacialer Schmelzwasserströme die günstigsten Bedingungen, die bei einem Stillstande des Eisrandes während derselben in ihrem Wesen keine Veränderung erleiden.

1) Physical conditions of the flow of glaciers (American Geologist, vol. 17. Minneapolis 1896 p. 16—29, Taf. 2).

2) The origin of Eskers (Proceedings of the Boston Soc. of Nat. vol. 30 Nr. 3 p. 375—411 Boston, May 1902).

Gerade für den Eisrückzug aber kommt noch ein anderer Faktor, der zur Vermehrung der Wassermenge beiträgt in Betracht, d. i. der von aussen kommende Eisschwund oder die Ablation. Letztere erfolgt, wie bei den Talgletschern durch die Wärmezufuhr von aussen d. h. durch die Wärmestrahlung der Sonne und deren Reflexion am Boden des vor dem Eisrande liegenden Gebietes, sodann durch wärmere Luftströmungen und im äussersten Randgebiete vielleicht auch durch Regenfälle. Alle durch diese entstandenen, oberflächlichen Wasseransammlungen suchen sich einen Weg zum äusseren Eisrande und bilden Furchen und Rinnen. Die Existenz dieser Oberflächenbäche- und -ströme fällt vorwiegend in die Tagesstunden und im günstigsten Falle, z. B. in Grönland, in die vier Sommermonate, während von Ende Oktober bis Juni ihre Betten ausfrieren und der Verschüttung anheimfallen. „Die Sonnenwärme,“ sagt Frj. Nansen¹⁾, „kann nur in der äussersten Randzone eine wirkliche Verminderung der Masse durch Abschmelzung bewirken.“ Diese superglacialen Wasser versinken nun häufig in Spalten und, da ihre Temperatur meist über 0° ist, schaffen sie sich intraglaciale Röhren und Gänge, arbeiten sich sehr oft bis zur Gletschersohle durch und vereinigen sich hier mit den subglacialen Schmelzwässern. Dieser Vorgang dürfte vor allem bei einem Vorlandgletscher, dem Anfang- oder Endstadium eines Inlandeises stattfinden, da dessen Übergangszone zum Nährgebiet von zahlreichen Spalten durchsetzt ist.

Die Amerikaner nehmen für die Oberflächenströme, denen sie die Bildung von Cañons zuschreiben, z. B. des Malaspina-gletschers eine Zufuhr aus aufsteigenden, subglacialen Wassern an, die von Russell²⁾ als normal bezeichnete Entwässerung. Da das Eis aber sogut wie gar keine Kapillarität besitzt, können die subglacialen Wasser nicht emporsteigen. Das Emporsteigen solcher durch den inneren Eisschwund gebildeter Schmelzwasser müsste unter hydrostatischem Druck erfolgen, ein Fall, der nur unter gewissen Verhältnissen vor-

1) Mohn und Nansen: Durchquerung Grönlands 1888. (Petermanns geogr. Mitteil. Ergänzungsh. Nr. 105. Gotha 1892. S. 93.)

2) American Journal 3rd ser. vol. 43 p. 180.

kommen dürfte, z. B. beim Malaspina an Stellen, wo sub- und inglaciale Tunnel, sowie Spalten fehlen und die vorgelagerte Eismasse einen Anstau der Wasser veranlasst. Die Schmelzwasser dieses Gletschers entstehen hauptsächlich in der Übergangszone der alpinen Gletscher zu dem grossen vorgelagerten, bewegungslosen Eiskuchen des Vorlandgletschers, bei welchem eine Ablation kaum vorhanden ist. Sie können also nur in dem noch bewegungsfähigen, hinteren Teile des Vorlandgletschers gebildet werden, dürften also vorwiegend den hier auftretenden Drucken, die durch den Nachschub der Massen der alpinen Gletscher erzeugt werden, ihr Dasein verdanken. Diese Wasser bahnen sich entweder ihren Weg durch die hier vorhandenen Spalten oder benutzen schon vorhandene, subglaciale Kanäle des Vorlandgletschers. An vielen Stellen werden sie in ausgedehnter Masse aufgestaut und dadurch über 0° C erwärmt, sodass sie eher als die fliessenden superglacialen Wasser auf den Eis-spalten zu erodieren vermögen.¹⁾

Die Fähigkeit der Wasser, sich im Eise Ausflussöffnungen und Röhren zu graben, scheint jedoch nur bis zu einem gewissen Grade zu reichen, denn sonst könnte es am Malaspinagletscher keine Oberflächenflüsse geben. Russell spricht sich über diesen Punkt folgendermassen aus: „Aus irgend einem Grunde sind von den Glacialströmen entweder keine subglacialen Tunnel unter einer unbestimmt breiten Randzone gebildet oder schon vorhandene Kanäle sind von Eissedimenten aus der Innenmoräne verschlossen worden, wodurch die Wasser zur Bildung inglacialer Tunnel, die durch oberflächliche Abschmelzung superglacial oder zur Fortsetzung ihres Weges am terminalen Eisabhänge entlang gezwungen wurden. Zieht sich ein solcher Gletscher zurück, erscheint das Zutagetreten von Rücken oder einer Reihe derselben, wie es auch jetzt noch vorkommt, und ihre Rückwärtsverlängerung bis zur Länge des inglacialen Tunnels als wahrscheinlich. Dieser Vorgang liefert eine Observationsbasis für den Schluss, dass während des Eisrückzuges bei eintretender

1) Stone: Glacial gravels of Maine a. a. O. p. 357.

Stagnation die subglacialen Ströme ihre Tunnel nahe dem Tore verschlossen und dann leicht zu inglacialen und superglacialen wurden.“¹⁾

Diese beim Vorlandgletscher entstehenden superglacialen Flüsse, die ihr Wasser dem inneren Eisschwunde verdanken, sind ihrem Wesen nach selbstredend von den eigentlichen, durch die Ablation gespeisten Oberflächenströmen zu unterscheiden. Sie dürften immerhin zu den Seltenheiten gehören²⁾ und wegen der Schwellung des Randgebietes meistens auf längere oder kürzere Entfernungen hinter dem Eisrande entlang fliessen, bis ihnen ein Überfliessen über denselben möglich wird.

Neben der Ablation wird die Wassermenge der subglacialen Ströme noch durch Unterschwind mit Hilfe der Erdwärme vermehrt, der vielleicht bei den gewöhnlichen Talgletschern der grössere Anteil an einer, selbst im Winterwährenden Unterschmelzung zukommt. Da das Inlandeis thermisch sich wie eine aufgelagerte Bodenschicht von der mittleren Temperatur unter 0° verhält, und die jahreszeitlichen Schwankungen in gewisser Tiefe (30—50 m) ganz aufhören, wirkt das Inlandeis wie ein Teil der Erdrinde von entsprechender Tiefe erwärmend auf seine unteren Lagen und zwar erhöht sich bekanntlich die Temperatur für jede 33 m um 1° . Diese äussere Wärmezufuhr trägt zur Schmelzung des durch den Druck der Masse unter 0° abgekühlten Eises bei und vermehrt die durch den inneren Schwund entstandenen Wasser. Da ausserdem die Schmelzwärme eines Körpers mit der Temperaturenniedrigung durch den Eisdruck abnimmt, und zwar nach R. Clausius³⁾ für je 1° C eine Erniedrigung der Schmelztemperatur um 0,605 Cal, findet bei eintretender Zustandsveränderung eine Reduktion der Schmelzwärme statt. Zur Einleitung der Schmelzung nun genügt die geringe Zuströmung der Wärme, um eine zur Sohle des Inlandeises hin wachsende Schmelzung und Vergrösserung der

1) A. a. O. 1899 p. 421—422.

2) H. Rink: Das Binneneis Grönlands. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 23), Berlin 1888 p. 422.

3) Mechanische Wärmetheorie, I. Bd. Braunschweig 1876 p. 178.

Beweglichkeit von oben nach unten hervorzurufen. Daneben findet eine von der Oberfläche zur Tiefe gehende Wärmeleitung statt, da die Grösse der Temperaturerniedrigung mit dem Drucke zunimmt, die tieferen Schichten also die Wärme auf Kosten der höheren verzehren.

Diese Untersuchungen zeigen also, dass die Basalschmelzung des Inlandeises von direkten äusseren Einflüssen frei ist, die superglaciale Entwässerung aber von Zufälligkeiten und der wechselvollen Einwirkung äusserer Wärmezufuhr bedingt ist, aber zur Wasservermehrung der subglacialen Ströme beitragen kann. Während des Stillstandes des Eisrandes ist, absolut genommen, naturgemäss die Basalschmelzung am grössten und nimmt mit der Geschwindigkeit des Eisrückzuges ab, entsprechend der Mächtigkeit des Eises, nicht aber beim Eisrückzuge, wie man vielleicht aus der Tatsache der allgemeinen Abschmelzung anzunehmen geneigt sein wird. Schneefälle im Nährgebiet vermögen eine Vergrösserung der Schmelzwassermenge nicht eher hervorzurufen, als bis die Mächtigkeit des Eises vom Nährgebiete zum Randgebiete hin einen Zuwachs erfahren hat, dass aber, sagt Hess¹⁾, „wenn das Fliessen des Eises einmal durch hohen Druck eingeleitet ist, ein wesentlich geringerer Druck genügt, um die erzielte Ausflussgeschwindigkeit beizubehalten“, was umgekehrt auch für den Rückzug gelten muss. Wie der Bewegungszustand der bewegten Masse vorausgeht, müsste beim Vorrücken des Inlandeises das Auftreten einer Stillstandslage des Eisrandes sozusagen bereits einen Rückzug mit ausserordentlich geringen Beträgen, beim Eisrückzuge jedoch ein ebensolches erneutes Vorrücken bedeuten. Dieses Vor- und Rückschreiten des Eisrandes ist jedoch nur ein scheinbares; denn beide Bewegungen äussern sich bloss durch den Eintritt einer Hebung und Senkung der Oberfläche des Randgebietes. Hierdurch gerade erklärt sich das Zustandekommen eines dynamischen Gleichgewichtszustandes. Im ersten Falle tritt nämlich anstatt eines Vorschreitens eine Volumenverringernng des Randgebietes, im zweiten beim Rück-

1) Gletscher, S. 30.

zuge ein Massenzuwachs desselben ein, was für die Eisschmelzung eine entsprechende Verminderung oder Vermehrung bedeutet. Beim Stillstande des Eisrandes muss deshalb die Wassermenge der subglacialen Ströme grösser sein, als beim Eisrückzuge, da zuerst ein Wachsen der Eismächtigkeit und dann vor Eintritt des erneuten Rückzuges eine allgemeine Abschmelzung dieser Eismasse stattfindet.

Der Wasserführung entsprechend müssen nun die erodierenden und akkumulierenden Wirkungen des Schmelzwasserstromes sein. Die Wasser bilden sich unter dem glaciostatischen Drucke in der Einschmelzzone und stehen beim Passieren des Randgebietes unter einem entsprechenden hydrostatischen Drucke, sind also imstande, mit Hilfe ihrer abradierenden Kräfte sich im Eis und seiner Unterlage ein Bett auszugraben, bei welchem Vorgange die Erosion durch die Schmelzung der Tunneldecke unterstützt wird. Da aber die Wasserführung mit der Eisbewegung genetisch verbunden, ist ein Überwiegen des einen oder des anderen Faktors eine Folge der Bewegungserscheinungen, sodass bald wenig gefüllte Schmelzwasserkanäle, bald solche mit stark hervorgepressten Wassermassen abwechseln. Unter allen Umständen aber gehorchen diese Wasser den Gesetzen der Wasserbewegung, sodass die Theorie derselben hier vorausgeschickt werden soll.

Über die Beziehungen der Morphologie der Äsarbildungen zur Tätigkeit submarginaler Schmelzwasserströme.

1. Theorie der Wasserbewegung.

Reynold¹⁾ unterscheidet eine gleitende oder stetige Wasserbewegung und eine rollende, unstetige, welche beide mit zunehmender Strömungsgeschwindigkeit bei der sog. „kritischen Geschwindigkeit“ in einander übergehen. Die für uns in

1) The Motion of Water (The Nature 28; 1883. p. 627.)

Betracht kommende, rollende Bewegung erfolgt in Spiralen, die sich als zwei in der Stromrichtung ausgezogene Wasserwülste mit entgegengesetzten Drehungen zu beiden Seiten des Stromstriches winden. Sie bildet sich durch das Zusammenwirken einer durch die Reibung im Flussbette erzeugten Transversalbewegung und der talwärts wirkenden, fortschreitenden Bewegung. Je nachdem nun die Transversalbewegung die Spiralbewegung der Wasserwülste beschleunigt oder verlangsamt, entstehen zwei Arten mit entgegengesetzten Drehungsmomenten, die sich nach ihrer Wirkung als diejenige mit Seitenerosion und Tiefenerosion bezeichnen lassen.

Bei der Seitenerosion ist die Reibung so gross, dass die randlichen Wasserschichten in ihrem Lauf denjenigen des mittleren Teiles des Flussbettes nicht folgen können und durch den von der Mitte nach den Seiten gehenden Ersatz ein divergierendes Auseinanderströmen in den oberen Teilen des Bettes und eine von den Seiten nach der Mitte gerichtete Rückströmung in den unteren Teilen desselben bewirkt wird. Nebenstehende Figur 4 zeigt den Querschnitt durch einen solchen Strom. Die beiden Wasserwülste stellen demnach

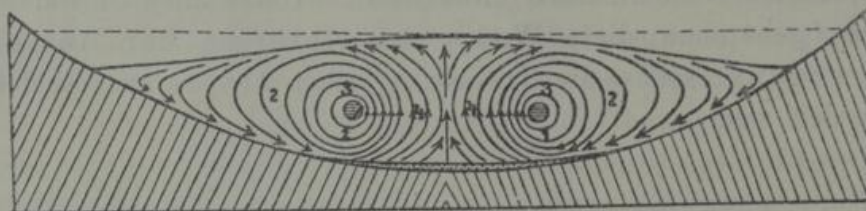


Fig. 4.

einen Wirbelring dar, welcher auf der linken Stromseite links drehend, auf der rechten rechtsdrehend ist. Das Wasser dieser beiden Stromspiralen wird in der oberen Betthälfte von der Mitte nach den Seiten hingedrängt, sucht sich jedoch dort angekommen nach der Sohle des Bettes hin zusammenzudrücken, wo es in deren Mitte durch den Auftrieb wieder an die Wasseroberfläche befördert wird, und deren Erhöhung bewirkt. Alle auf die Strommitte gebrachten Schwimmer werden infolgedessen an die Ufer getrieben, gleichsam, als wenn sie von dieser Erhöhung nach den Seiten durch ihr eigenes Gewicht herabsänken.

Verfolgen wir einmal die Bahnen eines einzelnen Wasserfadens aus der Stromspirale in den einzelnen Quadranten, die wir uns durch die Strommitte gelegt denken. Das Wasserteilchen erleidet innerhalb der beiden unteren Quadranten auf dem Wege von 2 nach 1 einen nach der Mitte hin zunehmenden, von da an wieder abnehmenden Reibungswiderstand, auch dasjenige von 1—4 bis zu seiner Mitte, von wo es nach 4 hin eine Beschleunigung erfährt. In den beiden oberen Quadranten behält es auf dem Wege von 4—3 die Beschleunigung bei, verzögert sich aber, jemeher es sich 2 nähert. Die Verzögerung des Wasserteilchens nach den Seiten und nach unten, sowie die Beschleunigung zur Strommitte und nach oben wächst mit der Abnahme der Stromgeschwindigkeit. Je geringer die Stromgeschwindigkeit ist, desto höher ist die relative Aufwölbung der Strommitte und um so näher liegt der Stromstrich der Wasseroberfläche.

Aus diesem Verhalten des Stromteilchens gehen die Abrasionswirkungen bei Seitenerosion hervor. Sie nehmen in den Quadranten von 3 nach 2 zu, sind bei 2 am grössten und nehmen von 2 nach 1 hin ab. Alle durch die Wasserkraft losgelösten Teile des Strombettes werden bei dieser Bewegung zur Mitte hingeschafft, wo sie auf der Sohle infolge der Aufwärtsbewegung der Stromfäden liegen bleiben. Bei der Seitenerosion besteht also das Bestreben das Strombett durch Erosion zu verbreitern und durch Akkumulation zu verflachen. Durch dieses findet auch das Serpentinisieren von breiten und träge dahinziehenden Flüssen seine Erklärung. „Die Schlängelung des Stromstriches wird dadurch eingeleitet“, sagt A. Penck¹⁾, „dass die Wassermassen eines Stromes durch seitliche Zuflüsse an das eine Ufer gestossen werden, und von diesem abprallend, sich zum anderen wenden oder auch dadurch, dass bei Biegungen des Flusses dessen Wasser, welche sich geradlinig fortbewegen möchten, an das eine Ufer desselben anprallen; kurz, es ist die Trägheit des Wassers, welche die Mäanderbildung einleitet.“ Da bei der Seiten-

1) Morphologie I, S. 347.

erosion bereits das Bestreben einer seitlichen Verschiebung herrscht, bedarf es nur eines geringen Stosses oder irgend einer nur einseitigen Veränderung der Strombahn, um das Hin- und Herpendeln des Stromstriches von der einen Uferseite zur andern zu verstärken.

Bei der Tiefenerosion liegen die Verhältnisse umgekehrt. Mit der Vergrößerung der Boden­neigung nimmt die Reibung ab, und es wächst die Zugkraft des Wassers gegenüber der nach allen Seiten hin wirkenden Druckkraft. Durch sie werden die Stromfäden dazu bestimmt, sich möglichst in einem Punkt zusammenzudrängen, wodurch die Reibung an den Seiten abnimmt und auf der Flussole zunimmt. Aus diesem Bestreben, die Wassermassen auf dem kürzesten Wege talwärts zu schieben, geht der geradlinige Talweg hervor, in welchem jedoch die Stromfäden von einer Tal­seite zur andern wandern, da sie in Folge ihres Trägheits­vermögens bei dem Versuche aller, sich in einem Punkte zu vereinigen, über dieses Ziel hinausschiessen. Der Stromstrich besitzt also in sich die Eigenschaft des Serpentinisierens. M. Möller¹⁾ hat bereits die Bewegungsform bei Tiefenerosion ge­deutet, ohne jedoch einen Unterschied von der Seitenerosion her­vorzuheben. Möller²⁾ beschreibt den Vorgang folgendermassen: „An den Böschungen des Flusses steigt das Wasser empor, treibt der Strommitte in schwachgeneigter Richtung zu und fällt hier abwärts, um in der Tiefe wieder auseinander zu weichen und dann den Böschungen sich nähernd, den Kreislauf zu erneuern. Jeder reguläre Strom würde hiernach aus zwei Wasserwulsten bestehen, welche nebeneinander im Flusse strom­abwärts gleiten und eine drehende Bewegung um ihre Längsachse ausführen, etwa wie in beistehender Figur 5* skizziert ist. Der An­stau in der Strommitte erlangt eine grössere Höhe als die Strom­oberfläche am Ufer besitzt, weil das Wasser von seiner seitlichen Geschwindigkeit auf dem Wege von A nach C durch Reibung

1) Studien über die Bewegung des Wassers in Flüssen. (Zeitschr. f. Bauwesen, red. v. Tiedemann, Jahrg. 33 Berlin 1883. S. 194—210.)

2) S. 201—202.

* Die S. 151 gebrachte Fig. 5 ist ähnlich derjenigen von Möller.

verliert. Verfolgen wir die Bahn eines Teilchens, dann finden wir, dass dasselbe zunächst auf dem Wege von 1 nach 2 (Figur 5) unter dem Einfluss der Reibungs-Widerstände an den Uferböschungen eine Geschwindigkeits-Einbusse erleidet, während nunmehr von 2—3 das Wasser wieder an Geschwindig-

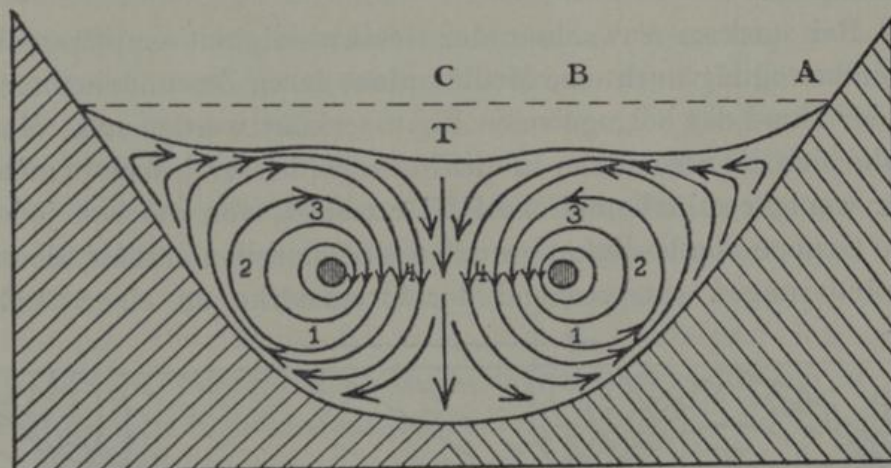


Fig. 5.

keit gewinnt, da es dem Einflusse der rauhen Wandungen entzogen wird. Bei tieferen Flüssen wächst auch noch auf dem Wege 3—4 die Geschwindigkeit ein wenig. . . . Die Verbindungslinie derjenigen Profilmomente, in welchen die absteigende Bewegung des Wassers stattfindet, ist der Stromstrich (T) . . . Da das Wasser, nachdem es bei T die grösste Geschwindigkeit erreicht hat, zunächst unterhalb T die Flusssohle trifft, so erleidet dieselbe im Stromstrich den stärkeren Angriff.“

Bei der Tiefenerosion dreht sich wie aus Figur 5 hervorgeht die rechte Stromspirale nach links und die linke nach rechts, sodass die Stromfäden im oberen Teile des Bettes zur Strommitte und nach unten, im unteren Teile desselben nach aussen und unten, d. h. gegen die Sohle gerichtet sind. Die Folgeerscheinung dieses Vorganges ist ein von der Sohle des Flusses nach den Seiten hin gerichteter Aufstau des Wassers, welcher ein Einsinken der Oberfläche nach der Strommitte hin bewirkt, in welcher jedoch ausserdem zwei kleinere Erhöhungen (stellenw. nur eine) bestehen, da der in der Strommitte nach unten geführte Zug den im Stromstrich angestauten Wasserrücken halbiert. Diese Er-

höhen wachsen mit der Geschwindigkeitszunahme und winden sich von der einen Talseite zur anderen, wobei sie sich beständig durchkreuzen und gegenseitig ihre Geschwindigkeit beschleunigen oder verzögern. Die hierdurch geschaffenen Gegensätze bewirken an einer Stelle der Bettwandung Erosion, an der anderen Akkumulation.

Bei starkem Anwachsen der Geschwindigkeit empfängt die Strombewegung noch eine Modifikation, deren Zustandekommen an der Hand der beigegebenen Fig. 6 erklärt werden soll. Man denke sich die Strombahn in quadratische, besser jedoch in mehr oder weniger spitzrhombische Felder zerlegt, von welchen jedes eine Gruppe von bestimmt gestalteten Stromzellen enthält, deren Veränderungen entsprechend der Stromstärke an einer Stelle

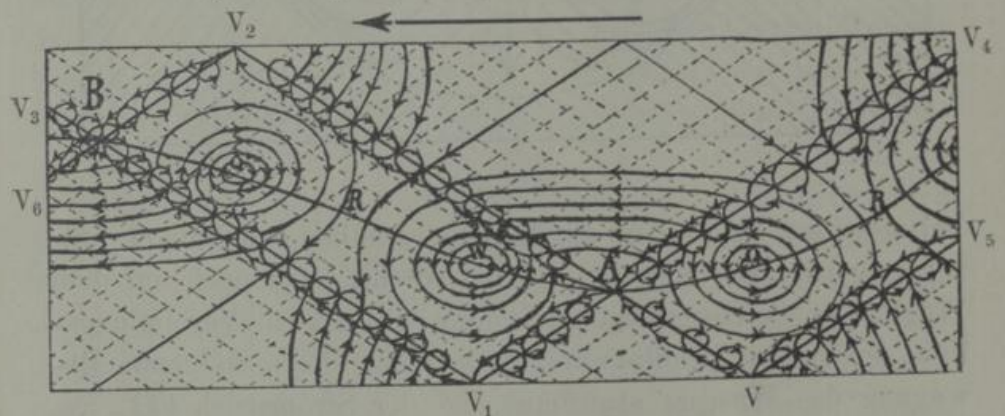


Fig. 6.

Verbreiterungen und damit Verzögerungen der Stromgeschwindigkeit, an anderer Verkürzungen und dann Beschleunigungen derselben hervorruft. Die Verzögerungen führen innerhalb einer starkströmigen Wassermasse zu Stromfädengruppen die ruhig und fast geradlinig fließen, selbst bis zu Punkten zeitweiliger Ruhe, die Beschleunigungen wiederum innerhalb dieser stillströmigen Partien zu konträren Bewegungen, die ihrerseits eine sekundäre, auf- und absteigende Wirbelbewegung bewirkt. Durch letztere werden die entstandenen Gegensätze ausgeglichen, indem das langsam bewegte Bodenwasser in einer Quellströmung an die Oberfläche gehoben und das schneller fließende Oberwasser durch eine Senkströmung in die Tiefe befördert wird.

Die Entstehung dieser Quellen und Senken können wir uns auch ähnlich gebildet denken, wie die Spiralbewegung der beiden grossen Wasserwülste, welche aus dem Zusammenwirken der talwärtsgerichteten Bewegung und der Transversalbewegung hervorgegangen sind. Durch die wachsende Zusammenziehung der Stromfäden und durch die sich steigernden Gegensätze in der Beschleunigung und Verzögerung zwischen Oberwasser und Bodenwasser müssen ebenfalls Differenzialbewegungen hervorgerufen werden, die nunmehr zu einer Wirbelbewegung in der Vertikalen führen. Da nun in der Strommitte bei der Tiefenerosion die Stromfäden abwechselnd auf- und niedersteigen, so stellen die Senken und Quellen nur Verstärkungen der ersteren dar. In eine solche Senke fliessen nicht nur alle stromaufwärts in seiner Umgebung liegenden Stromfäden, sondern auch die seitlichen und selbst die bereits talwärts sich befindenden werden zurückgezogen und versinken in dem Wirbeltrichter, bewegen sich also gegen die allgemeine Flussrichtung. Alle Wirbellinien sind auf einen Punkt zuge richtet, drängen sich daher in der Nähe der Senke dicht zusammen und erzeugen dadurch eine starke Strömung. Gerade umgekehrt sind die Erscheinungen bei der Quellströmung, welche mit der Senke unmittelbar genetisch verbunden ist. Würde in dem Augenblick der Entstehung einer Quellströmung der Fluss durch eine aufwärts liegende Schleuse abgesperrt, so würden die Stromlinien der Quelle radial von ihrem Mittelpunkte ausstrahlen, und ihre Niveauflächen würden Kugelflächen darstellen. Da aber die Flusströmung fortschiebend wirkt, biegen alle gegen die Strömung gerichteten Quelllinien mit ihr um und strömen nach beiden Seiten in Bögen mit dem Flusse fort, während eine torförmige Stromlinie das Gebiet der Quellströmung von dem der Flusströmung trennt. Die Quellströmung beginnt in dem Augenblicke, in welchem die Senkströmung den Boden erreicht, steigt in Spiralen aufwärts und äussert sich an der Oberfläche durch Aufwallen des Wassers. Die Quellströmung erlangt nicht die Stärke der Senkströmung, da sie durch die allgemeine, stromabwärts gerichtete Spiralbewegung eine Schwächung erleidet. Quell- und Senkströmungen stehen in

demselben Abhängigkeitsverhältnisse zu einander, wie die Bewegung der beiden Hauptstromspiralen des Flusses und bilden zusammen wie diese einen Wirbel, dessen eines Ende dann die stärkste Rotation aufweist, wenn das zugehörige die geringste besitzt.

Beide, Quell- und Senkströmungen, sind jedoch nicht stationär, sondern wandern mit der Flusströmung. Die Senkströmung (Figur 6) beginnt bei A ist bei W am stärksten und erreicht den Boden bei R, die Quellströmung hebt bei R an, besitzt ihre grösste Stärke bei Q und trifft die Wasseroberfläche bei A resp. B. Beide Strömungen sind annähernd in der mittleren Wasserhöhe am stärksten und zwar die Senkströmung mit einer Annäherung an den Boden, die Quellströmung mit einer solchen nach der Wasseroberfläche. Ihr Drehungsmoment ist wechselnd. Jedes Wirbelpaar, welches einander entgegengesetzte Rotationen besitzt, liegt parallel der Achse des Bettes, ist aber gegen das stromabwärts folgende, umgekehrt drehende Wirbelpaar seitwärts verschoben. Da durch diese Quellen und Senken der Stromstrich geht, muss er hin und her schlängeln. Die von den Quellen und Senken geleistete Arbeit beruht auf der Abstossung der gleichsinnig drehenden Quell- und Senkströmung des einen Wirbelpaares und der Anziehung der entgegengesetzt rotierenden Senk- und Quellströmung benachbarter Wirbelpaare. Sie äussert sich in dem Bestreben die Entfernung der Punkte Q und W von A und B (Fig. 6) zu vergrössern und die der Punkte W und Q von R zu verkleinern.

Die seitliche Verschiebung je eines Wirbelpaares der Quell- und Senkströmung ist eine Folgeerscheinung der Differenzen in der Geschwindigkeit der Wirbelbewegung der beiden Hauptstromspiralen, die einander durchkreuzen, dadurch abwechselnd einander anziehen und abstossen. Ihre Grösse wächst mit der Beschleunigung des Fliessens. Figur 6 zeigt die Bewegungen der Stromfäden in einem horizontalen Längsschnitt durch die Strömung, diejenigen der Stromspiralen $V_4 V_1 V_3$ und $V_5 V_2 V_6$ sind jedoch aufzufassen, als bewegten sie sich in der Vertikalen stromabwärts; nur dadurch war es möglich, das Abhängigkeitsverhältnis der

Quellen und Senken von den beiden Hauptstromspiralen zur Darstellung zu bringen. Die Anziehung der beiden Hauptstromspiralen $V_4 A$ und $V_5 V A$ führte zu einer Durchkreuzung bei A und der Bildung einer Quellströmung in dem von beiden gebildeten Winkel $V A V_4$; mit der Durchkreuzung derselben beginnt mit der Abnahme der Anziehung eine Schwächung der Stromgeschwindigkeit am Boden des Flusses, welche ihren Ersatz in der Beschleunigung der entstehenden Senkströmung findet, indem durch den Wechsel der Drehung in der Stromspirale $A V_1 V_3$ eine erneute Kontraktion der Stromfäden eintritt. Mit zunehmender Stromgeschwindigkeit reduziert sich die Grösse der beiden Hauptstromspiralen auf Kosten der Quell- und Senkströmung, sodass schliesslich innerhalb grösserer, stillströmiger Gebiete je ein schmaler Streifen der Hauptstromspiralen mit ihren Quell- und Senkströmungen liegt.

Verfolgen wir nun an der Hand der Figur 6 den Weg eines Stromfadens. Die gesamte Strombahn lässt sich in zwei Gebiete einteilen: 1. in das der Wirbelströmungen innerhalb der Rhomboide $A V V_5 V_4$ und $B V_1 A V_2$, in das der einfachen, wirbelfreien Strömungen innerhalb der Dreiecke $V_4 A V_2$ und $V_1 B V_6$, den sogenannten stillströmigen Gebieten. In der Umgebung des Ruhepunktes R auf dem Stromstriche fliessen alle Stromfäden aus dem stillströmigen Gebiete $V_4 A V_2$ senkrecht auf den Stromstrich zu, sodass sich bei der linksseitigen Ausbiegung desselben von der Mittellinie des Strombettes alle rechtsseitigen Stromfäden der Stromspirale auf einer konvexen Linie, die linksseitigen auf einer konkaven nähern. Bei diesem Vorgange steigen sie langsam vom Boden in die Höhe, werden von der Wirbelbewegung der Hauptstromspiralen $V_4 A$ und $V_5 V A$ erfasst, führen eine volle, linke Umdrehung in der Vertikalen aus und treten damit in den inneren Teil des Wirbelstromgebietes, wo sie mit der Quellströmung Q eine aufsteigende schraubenförmige Rotation ausführen. Nach dem Verlassen der Quellströmung treten sie in das stillströmige Gebiet $V_4 A V_2$, wo sie in schwach gekrümmten, untereinander parallelen Linien mit langsamem

Anstiege bis zur Wasseroberfläche fliessen. Hier gehen sie in die Senkströmung W über, steigen mit einmaliger Drehung in aufrechter Schraube um ein Stück abwärts und werden von der linken Stromspirale A V_1 aufgenommen, in welcher sie mit der Wirbelströmung eine schraubige Rotation in der Vertikalen ausführen und sich dem Boden nähern. Indem nun nach und nach sämtliche Stromfäden des stillströmigen Gebietes den gekennzeichneten Weg durchlaufen, vergrössert sich beständig die Wirbelbewegung, und während sich die Stromfäden immer dichter zusammendrängen, hat sich die Quelle von R nach Q verschoben, von wo sich bis A ihre Stromzellen am stärksten verbreitert haben. Bei A beginnt wiederum die Kontraktion der Stromfäden, erreicht mit der Senke bei W die grösste Umdrehungsgeschwindigkeit, welche nach R hin wiederum in derselben Weise abnimmt. Die Umdrehungsgeschwindigkeit der beiden Stromspiralen hat während dieses Vorganges im Punkte A ihren höchsten Stand eingenommen, sodass sich hier die Wasseroberfläche am stärksten emporwölbt. Die Wirbelbewegung der Stromspirale ist jedoch um eine Umdrehung der Quellströmung voraus, sodass bei Durchkreuzung in A dieselbe Richtung in Fortpflanzung und Umdrehung beibehalten wird (von A nach V_1 und V_2). Die Stromfäden der Stromspirale A V_2 beteiligt sich an der Senkströmung garnicht, sondern nehmen aus dem stillströmigen Gebiete V_4 A V_2 allmählich Stromfäden auf und bereiten damit durch die Geschwindigkeitszunahme die Entstehung einer zweiten Quellströmung vor. Die Stromspirale A V_1 jedoch empfängt die aus der Senkströmung frei werdenden Stromfäden und verstärkt seine Umdrehungsgeschwindigkeit von A nach V_1 , wo sie die stärkste Arbeit leistet. In dem Augenblick jedoch, in welchem die Stromfäden V_1 erreichen, ist der letzte Stromfaden der Senkströmung in die linke Hauptstromspirale A V_1 übergetreten und die Senke im Ruhepunkte R angelangt. Dass der durch die Senke von A nach R zurückgelegte Weg grösser ist, als derjenige der Stromspirale von A nach V_1 , ist eine Folge der Kontraktion der Stromfäden in letzterer; somit findet die rechtsseitige Ver-

schiebung, welche dem Einfluss der Senke auf die zweite Quellströmung zuzuschreiben ist, ihre Erklärung in der Verkürzung des zurückgelegten Weges der linken Stromspirale $A V_1$, sowie in der Verlängerung und Verstärkung der rechten von A nach V_2 . Aus diesem Verhalten der Wirbelbewegungen in den Stromspiralen zu derjenigen der Quellen und Senken geht hervor, dass dem Bestreben der beiden gleichsinnig rotierenden Strömungen der Quellen und Senken, sich von A zu entfernen, die konvergierenden Stromspiralen $V_4 A$ und $V_5 V A$ und demjenigen der entgegengesetzt drehenden Senk- und Quellströmungen, sich einander R zu nähern, die divergierenden Stromspiralen $A V_1$ und $A V_2$ entgegenarbeiten, bei welchem Vorgange durch die beschleunigte Bewegung in je einem der beiden Stromspiralenpaare ein Wechsel des Drehungsmomentes eintritt.

Der Ausgleich dürfte jedoch nicht vollständig stattfinden, sondern die Entfernung von W über R nach Q wird infolge des Überwiegens der Zugkräfte immer grösser sein, als die von Q über A nach W . Das Resultat aber des Steigens und Fallens der Geschwindigkeit der Wirbelbewegung in den zusammengehörigen Stromspiralen ist das Serpentinieren des ganzen Gebietes der Wirbelströmung, dessen Schlängelung stärker ist als die des Stromstriches. Bei Linksdrehung der Wirbelströmung in Quelle und Senke, sowie in der Hauptstromspirale muss sich der Stromstrich nach links und bei Rechtsdrehung nach rechts wenden.

Bei dem vorhin gekennzeichneten Wege eines Stromfadens empfing die erste Quelle Q ihre Stromfäden aus der rechten Stromspirale $V_4 A$, welche dieselben ihrerseits dem stillströmigen Gebiete der rechten Seite entnahm. Bei der zweiten Quelle kommen die Stromfäden von der linken Stromspirale $V_1 B$, die wiederum dieselben aus dem stillströmigen Gebiete der linken Seite $V_1 B V_6$ bezieht, diese sodann wieder in dasselbe stillströmige Gebiet mit schwach gebogenem parallelen Stromfäden schiebt. Im ersten Falle beteiligt sich die linke Hauptstromspirale $V_5 V$ nicht direkt an der Bildung der Quelle, sondern bewirkt nur den Ausgleich zu ihrem stillströmigen Gebiete durch Aufnahme neuer Stromfäden, sodass auf dem

Wege von V_5 bis V die Stromgeschwindigkeit wächst. Im zweiten Fall fördert die andere, linke Stromspirale V_1 V_3 die Bildung der zweiten Quelle nicht direkt, sondern entnimmt ebenfalls nur aus dem stillströmigen Gebiete ihre Stromfäden, die sodann von V_1 nach V_3 an Stromstärke verlieren. Es besteht also ein beständiger Wechsel in der Arbeitsleistung, deren Höhepunkt bei der linken Stromspirale bei V und V_1 , bei der rechten bei V_2 und V_3 liegt. Aus diesem Verhalten ergibt sich, dass innerhalb der Strombahn zwischen A V und V_1 , sowie zwischen B V_2 und V_3 die Erosion am grössten ist, während Akkumulation in den stillströmigen Gebieten zwischen V_4 A V_2 und V_1 B V_6 besteht.

Die entwickelte Theorie liess sich nun ziemlich durch ausgeführte Versuche bestätigen. Als Strombett wurde ein ca. $2\frac{1}{2}$ m langer, 15 cm hoher und breiter Kasten benutzt, der unter verschiedenen, geringen Winkeln bis zu 20° geneigt wurde. Das am oberen Ende hineingelassene Wasser musste sich gleichmässig im ganzen Gerinne verteilen. Nach kurzer Laufstrecke besass das Wasser eine Geschwindigkeit, dass sich deutlich zwei Hauptstromspiralen als Wülste hervorhoben und sich unter einem spitzen Winkel schnitten. Durch gleichmässiges Einträufeln eines Farbstoffes an verschiedenen Stellen der Strombahn liess sich auf einige Entfernung hin die Art der Strombewegung erkennen. Da jedoch die zur Verfügung stehende Wassermenge aus einem gewöhnlichen Wasserleitungsrohr trotz eines Anstauens zu gering war, gelang zwar nicht in der erstrebten Weise eine genügende Sonderung der verschiedenen Bewegungsformen, doch konnte immerhin aus der Kombination der Beobachtungen eine Übereinstimmung mit der gegebenen Theorie erbracht werden.

Die beschriebenen Bewegungsvorgänge bei der Seiten- und Tiefenerosion müssen sich bei der Tätigkeit der subglacialen Schmelzwasser nun in entsprechender Weise äussern. Bei diesen treten jedoch ausser einer Seiten- und Tiefenerosion, falls die Schmelzwasser die Kanäle ganz erfüllen und unter hohem Druck stehen, Erosion an allen Seiten und andere Bewegungserscheinungen auf. Die Widerstände haben bei der

Seitenerosion durch die Transversalbewegung eine stromabwärtsschreitende Wirbelströmung, bei der Tiefenerosion infolge des Überwiegens der Zugkraft mit Unterstützung des Auftriebes eine auf- und absteigende Schraubenbewegung in Quelle und Senke erzeugt, müssen also in einem mit Wasser ganz gefüllten Kanäle den Auftrieb vergrössern, sodass als resultierende Bewegung neben einer fortschreitenden Wirbelbewegung eine Rotation der beiden Wasserwülste in Spiralen um einander mit entgegengesetzten Drehungsrichtungen entsteht.

Man kann sich das Zustandekommen der Bewegung in einer Röhre auch vorstellen aus dem Zusammenwirken zweier Strombetten, welche mit ihren Hälften umgekehrt aufeinander gelegt sind. Durch die kreuzweise Beeinflussung der je paarig vorhandenen, rechts- und linksdrehenden Stromfäden müsste eine Vereinigung der gleichsinnigen Bewegungen, d. h. eine rechts- und linksdrehende Spiralbewegung erzeugt werden. Sowohl die nach auswärts gerichtete Rotation der beiden Stromspiralen bei Seitenerosion, als auch die nach einwärts gerichtete bei Tiefenerosion würde zu demselben Resultat führen. Die entgegengesetzten Drehungsmomente bewirken eine Kontraktion der Stromfäden, wodurch diese im Stande sind Arbeit zu leisten, welche sich in einer bohrenden Wirkung innerhalb der Röhre äussert.

Durch Versuche in Glasröhren und mit Natronlauge versetzten Wassers, in welches während des Fliessens seitlich durch ein eingeschaltetes Seitenrohr mit Zuflussregulierung eine alkoholische Phenolphthaleinlösung eingeführt wurde, gelingt es bisweilen, besonders bei kurzem Ausflusstück, zeitweise sogar recht deutlich, die Spiralbewegung des einen gefärbten Fadenbündels um das andere zu beobachten.

Da die Spiralen an den Wänden der Kanäle entlang laufen, erstreckt sich die Erosion nicht wie bei Seiten- und Tiefenerosion auf einzelne Teile des Strombettes, sondern auf alle, sodass es die Wirkung hat, als würde auf die Wandungen überall ein gleichmässiger Druck ausgeübt. Alle in der Technik, besonders für Wasserversorgungszwecke ausgeführten Berech-

nungen fassen in der Annahme, dass das in einer Röhre fließende Wasser sich auf konzentrischen Cylinderflächen bewege, und dass seine Geschwindigkeit in Folge des Reibungswiderstandes vom Mittelpunkte nach aussen abnimmt. Ob diese Bewegungsart tatsächlich in der Natur neben der Spiralbewegung z. B. beim langsamen Fließen vorkommt, muss vorläufig als wahrscheinlich dahingestellt bleiben.

Der Transport mitgeführter Sand- und Kiesmassen in solchen Kanälen muss entsprechend der Spiralbewegung in denselben Bahnen erfolgen, doch muss zur Herbeiführung einer vollständigen Auf- und Abwärtsbewegung an den Wandungen entlang eine grössere Kraft aufgeboren werden, sodass in den meisten Fällen ebenso wie bei der Tiefen- und Seitenerosion die Schotter in der Stromrichtung auf der Bettsohle in Zickzackbahnen fortgestossen werden.

2. Die Erosionstätigkeit der Schmelzwasserströme und deren Beeinflussung durch die Bewegungserscheinungen des Eises.

Es gilt nun auf Grund der gegebenen Theorie von der Wasserbewegung, die Erscheinungsweise der Äsarbildungen zu erklären, sowie das Abhängigkeitsverhältnis derselben von der Eisbewegung klarzustellen. Dass alle drei Formen der Wasserbewegung am Aufbau der Äsar beteiligt gewesen sind, dürfte von vorne herein als selbstverständlich gelten. Von den Äsar Schwedens und Finlands ist genugsam bekannt, dass die Sohle des Äs flussbettartig in die benachbarte Grundmoränenlandschaft eingesenkt ist, und dass die Erosion nicht nur die Grundmoräne des Inlandeises selbst, sondern oft sogar deren Unterlage betroffen hat. Hummel¹⁾ und Erdmann sehen die zwischen Äs und Sohle auftretende „Zwischenlage von fein geriebenen, manchmal wie ein schluffiger oder toniger Sand aussehende Masse als letztes Überbleibsel der fortgespülten Moräne²⁾“ an. Stone³⁾ berichtet uns über die Gestalt der

1) 1874 sid. 34.

2) Erdmann 1868 sid. 93.

3) A. a. O. Glacial gravels of Maine p. 330—331.

Sohle der amerikanischen Äsar folgendes: „Die Erosion des Geschiebemergels innerhalb des Bettes der Äsströme beschränkt sich bisweilen auf einen durch steil abschüssige Wände begrenzten Erosionskanal, doch öfter findet eine in die Breite gehende Erosion statt.“ Bei der Beschreibung der Äsar Vorpommerns und Rügens wurde gelegentlich ebenfalls auf die Vertiefung des Äsbettes, sowie auf eine Erosion des Geschiebemergels und Einlagerung von grauen, tonigen Sanden hingewiesen (S. 45, 48). Aus dieser Tatsache ist der Schluss zu ziehen, dass vor Aufschüttung des Äs bereits die Ausgrabung eines Flussbettes stattfand, welches im allgemeinen in mehr flussaufwärts liegenden Teilen des subglacialen Kanals erodiert wurde. Bekanntlich ist auch bei den gewöhnlichen Flüssen der Vorgang ein ähnlicher; denn im Oberlaufe eines Flusses findet Erosion und Transport statt, im Mittellauf daneben bereits Akkumulation und im Unterlauf fast nur eine Akkumulation. Von der Erreichung eines Normalgefälles bei Äsströmen kann bei dem Wechsel der hydrostatischen Druckverhältnisse jedoch keine Rede sein.

Die Richtung der Äsströme und ihre Lage zum Eisrande stehen in einem besonderen Wechselverhältnisse. „Der Boden,“ sagt Strandmark,¹⁾ „bestimmt durch seine allgemeine Neigung die Bewegung des Eises im Grossen und durch Höhen und Tiefen die Bewegungsrichtung der einzelnen, besonders unteren Teile des Eises. Da dem Eise ein überwiegender Einfluss zukommt, wirkt es vor allem durch seine Bodenlagen richtend für die Bahnen der Bodenströme. Das Wasser hat die Strombetten eingegraben und gewinnt dadurch einen selbständigen, wenn auch unbedeutenden Einfluss auf seine Stromrichtung, dass es bestrebt ist, sein Bett in Übereinstimmung mit der Bodenneigung zu erodieren.“ . . . „Denkt man sich für die Strombahn des Flusses ein ganz flaches Gebiet und in diesem eine geradlinige Eisbewegung, so liegt es am nächsten, sich ein gerades Strombett vorzustellen; dennoch dürfte das wirkliche Zustandekommen

1) Om jökelelfvar, Stockholm 1889 sid. 98.

eines solchen zweifelhaft sein, da jede Unregelmässigkeit des Bodens Änderungen in der Stosskraft des Wassers hervorruft. Ein Fluss wird daher bestrebt sein, seinen Weg in schräger Richtung auszugraben.“¹⁾ „Dadurch“, sagt Strandmark,²⁾ „bestimmt die Unterlage mittelbar die Bahnen der Bodenströme, aber wirkt auch unmittelbar auf sie durch das Bestreben der Wasser, ihr Strombett nach den Neigungsverhältnissen zu erodieren.“

Wie sehr die Lage der Åsströme von der Stromrichtung des Eises abhängt, geht unverkennbar aus dem Verhalten der Åsar in Gebieten hervor, die gegen den Sinn der Eisbewegung ansteigen, z. B. diejenigen am Nordabhange Finlands, wo sich die Systeme von Haupt- und Nebenåsar derart anordnen, dass die Åsströme bergauf geflossen sein müssen. Um das zu ermöglichen, mussten die Wasser die subglacialen Kanäle während der Åsbildung ganz erfüllt haben und unter starkem hydrostatischen Druck hervorgepresst sein.

Dieselbe Abhängigkeit ergibt das Verhalten der Åsar in Tälern. Es zeigt sich, sagt Strandmark³⁾ „dass die Eisbewegung von massgebenden Einfluss auf die Åsrichtung ist; denn die Åsar folgen in Tälern, die sich in der Richtung der Gletscherschrammen erstrecken, wenn ihnen eine Wahl zwischen zwei Tälern möglich zu sein scheint, dem, welches am meisten mit der Schrammenrichtung zusammenfällt, auch wenn dieses Tal höher, als das andere liegt. In Übereinstimmung mit der Eisbewegung gehen sie von dem einen Tal in das andere über, selbst wenn es weiter abliegt, und übersteigen ohne Richtungsveränderung ein Quertal.“

Einen weiteren Beweis liefern uns die Gebiete, in welchen die Gletscherschrammen konvergieren und divergieren, z. B. im Mälar- und Hjelmbecken Schwedens (siehe Karte von Erdmann-Hummel), sowie Finlands (siehe Karte von Sederholm); denn dasselbe tun die Åsar. Am auffallendsten ist diese Erscheinung

1) Strandmark 1889 sid. 105.

2) Om rullstensbildningar 1885 sid. 10.

3) Om jökelelfvar. 1889, sid. 106.

in Schonen und seinen Grenzgebieten. Sie zeigt sich im nördlichen Teile Schonens in einer N-, NNO- oder NO-lichen und im südlichen in einer O-, OSO- oder SO-lichen Richtung der Åsar, welche beiden nach den Untersuchungen von J. Ch. Moberg und N. O. Holst¹⁾ ebenso, wie die ihnen parallelen Gletscherschrammen allmählich in einander übergehen. Früher schloss man aus den beiden Schrammensystemen auf zwei Vereisungen, zumal Auf- und Anlagerungen von Geschiebemergel bei diesen Åsar für ein grösseres Alter zu sprechen schienen, ein Fehler, welchen auch Berendt²⁾ in Deutschland beging, indem er das Wilsickower Ås der älteren Vereisung zurechnete. An den Åsar des mittleren und nordwestlichen*) Småland beobachteten Moberg und Holst ähnliche Veränderungen. Auf Öland laufen die Schrammen ziemlich N—S, während die des angrenzenden Gebietes von Småland NW-SO-lich sind. „Mit NW-licher Richtung kommen die Åsar des SSO-lichen Småland zur Grenze von Blekinge herab, wo sich der Einfluss des baltischen Stromes geltend macht und mehrere von den Åsar einen weiten Halbkreis mit nach O konvexen Bogen beschreiben.“³⁾ „Auch bei den Schrammen des östlichen Blekinge macht man diese Beobachtung; hier hat nämlich der baltische Eisstrom an einigen Stellen in den Schären eine kleine, O—W-liche Richtung markierende, mehr gerade Erosion vorgenommen, als diejenigen von den übrigen, welche gewöhnlich eine mehr N—S-liche Schrammenrichtung annehmen.“⁴⁾

Aus dieser auffallenden Übereinstimmung der Richtung der Åsar mit derjenigen der Gletscherschrammen ist nun zwar eine durchschlagende Beeinflussung der Schmelzwasserströme durch die Eisbewegung erwiesen, dennoch tritt an gewissen Stellen die durch das Gefälle bestimmte Erosionswirkung des fließenden Wassers hervor. Die Åsar zeigen nämlich oft das

1) De sydiskånska rullstensåsarne vittnesbörd i frågan om istidens kontinuitet. Lund 1899 (Håkan Ohlssons Boktryckeri).

2) Zeitsch. d. D. geol. Ges. 40, 1888 S. 489.

3) Moberg u. Holst. A. a. O. sid. 11.

4) Diesel. A. a. O. sid. 8.

*) Im Text steht nordöstlichen, was wohl ein Druckfehler ist.

Bestreben, zu beiden Seiten einer durch die Eisbewegung bestimmten Linie zu serpentinisieren, welches um so grösser, je ebener das Terrain ist. Diese Erscheinung tritt jedoch auch dann hervor, wenn die Äsar mit den Schrammen konvergieren und divergieren, wie das deutlich bei den klassischen Äsar des Mälar- und Hjelmarbeckens hervortritt. Dieses Schlingeln hat nichts zu tun mit der Abweichung von der durch Höhen und Tiefen bewirkten Änderung der Stromrichtung des Eises und in Übereinstimmung mit dieser, der Äsar; wohl aber vermögen kleine Hindernisse, welche die Stromrichtung des Eises nicht verändern, das Strombett der Schmelzwasser entsprechend der Bodenneigung zu verschieben. Gumaelius¹⁾ drückt sich hierüber folgendermassen aus: „Die Äsar weichen von der Schrammenrichtung bei begegnenden und sich der Eisbewegung annähernd quer entgegenstellenden Höhen mehr oder weniger weit nach der einen oder andern Seite ab, wo ihnen eine Vertiefung einen leichteren Weg bietet.“ „Dieses Ausbiegen findet schon auf längere Entfernung hin statt, fast, als wenn die Äsar Gefühl hätten von der kommenden Höhe, ein gutes Stück bevor sie dieselbe erreicht hätten, wenn sie in der vorigen Richtung fortgelaufen wären.“

Bei den Äsar lassen sich nun, wie dieses bereits im Anfange dieser Arbeit gesagt wurde (S. 30) zwei Systeme von einander superponierten Mäandern unterscheiden. „Die Serpentinien I. Klasse,“ führt Stone²⁾ aus, „sind Abbiegungen für mehrere oder einige Meilen, wie sie alle Äsar und Äsarebenen*) von Maine machen, um Tälern zu folgen oder eine geringe Passhöhe durch Hügelketten zu finden. Viele grössere Windungen entlang den Tälern sind in derselben Weise, wie die Richtung der Eisbewegung abgelenkt. Solche Stellen würden für die Bildung subglacialer Tunnel günstig gewesen sein. Andere lange Mäander werden, in flachen Gegenden gefunden, wo die Strom-

1) A. a. O. sid. 59 och 63.

2) p. 425.

*) Mit „Äsarebenen“ bezeichnen die Amerikaner unsere Röllsteinfelder.

richtung des Eises in allen Teilen der Ebene im wesentlichen dieselbe sein würde. Wenn subglaciale Tunnel hier auftreten, müssen sie teilweise für einige Entfernung quer zur Stromrichtung gewesen sein.“ Stone¹⁾ weist nun darauf hin, dass gerade in flachen Gebieten die am stärksten serpentinisierenden Åsar (reticulated osar), deren Schlängelung zu einer seitlichen, oft netzförmigen Verschmelzung mehrerer parallelen Züge führen kann, vorkommen. Erdmann²⁾ berichtet bereits, dass die schwedischen Åsar auf ebenen, wenig koupierten Gebieten der Hochplateaus am vollkommensten und zusammenhängendsten ausgebildet sind.

Lange bekannt ist diese Wechselbeziehung von den Åsar im Mälarbecken, wo sie zu beiden Seiten der Eisbewegungsrichtung hin- und herschlängeln. Ihre südlichen Teile erleiden in Folge ihres Konvergierens Störungen der Regelmässigkeit. „Hier breiten sie sich,“ schreibt Hummel³⁾, „zu merkwürdig geformten Feldern aus, bilden häufig Abbrüche, treten endlich als ganz unansehnliche, ohne jeden scheinbaren Zusammenhang zerstreut liegende Hügel auf und verschwinden.“ Die umgekehrten Verhältnisse wiederum treten bei einer Divergenz der Åsar und der Gletscherschrammen auf, wie dies ebenfalls von den Åsar Schwedens, sowie auch Finlands, bekannt ist (siehe oben bezeichnete Karten). Die Erscheinung hat ihre Ursache in der Eisbewegung, welche durch das Konvergieren der Bewegungslinien eine Störung im Verlaufe der Åsströme und bei der Divergenz derselben eine Förderung ihrer Existenzbedingungen erzeugt. Trotzdem bei der Konvergenz der Richtungen durch Zusammenfliessen der Åsströme eine Vermehrung der Wassermassen stattgefunden haben muss, war es diesen nicht möglich, ihren Weg selbst bei der eingetretenen Gefällezunahme weniger abhängig von der Eisbewegung fortzusetzen.

Während also in flachen und in der Eisbewegung geneigten Becken die freie Entwicklung der Åsströme durch das eintretende Konvergieren der Bewegungslinien des Inlandeises

1) p. 427—428.

2) sid. 106.

3) 1874. sid. 33.

verhindert wird, findet in anderen, mehr gleichmässig geneigten Gebieten durch die Gefällezunahme eine weniger grosse Beeinflussung der Richtung der Äsströme durch die Eisbewegung statt. In Maine z. B. beginnen nach Stone¹⁾ die Äsar in den flachen Küstengebieten und steigen allmählich bis 200 m über dem Meere an. Bei einer gewissen Entfernung von der Küste, an welcher sie sich in marine und lakustrine Deltas auflösen, bilden sie mit zunehmender Entfernung allmählich länger werdende Rücken in immer zusammenhängenderen Zügen. Weiter die Höhen aufwärts verlieren sie wieder ihre Regelmässigkeit in ihrer ganzen Erscheinungsweise, nur, dass die Rücken symmetrisch und scharf bleiben, jedoch bald in immer grösseren Zwischenräumen auf einander folgen und kürzer werden. In demselben Masse wie die Bodenneigung nimmt auch mit zunehmendem Gefälle das Serpentinisieren der Äsar ab. Es besteht also eine Übereinstimmung mit den die gewöhnlichen Flüsse charakterisierenden Erscheinungen der Seiten- und Tiefenerosion, von denen bei erster in flachen Gebieten grosse Mäander und mit zunehmender Gefälleentwicklung kleiner werdende erzeugt werden. Ebenso sind die Unterbrechungen des Äs auf die wachsende Stosskraft bei grösser werdender Tiefenerosion zurückzuführen, da sich Denudationen und Durchbrüche an der, einer Stosswirkung strömender Wasser ausgesetzten Seite mit der Stromgeschwindigkeit vermehren.

Aus den in der Bewegungsrichtung des Eises geneigten Gebieten Smålands berichtet Gumälius²⁾ folgendes: „Die Äsar bestehen oft aus einer ganzen Menge paralleler oder sich kreuzender Hügel, welche sich von der Mitte nach den Seiten immer mehr senken und in Rollsteinfelder oder Heidesandgebiete übergehen. Wenn sich das Äs in mehrere Rücken teilt, erlangt es nicht die Höhe des Hauptrückens. Die entstandenen Teilstücke sind bald an der einen, bald an beiden Seiten miteinander verschmolzen, sodass sie zwischen sich eine grössere oder kleinere Grube einschliessen. Bisweilen

1) A. a. O. p. 316—319.

2) 1876, sid. 20—21.

treten auch verbindende Äste zwischen beiden Rücken auf. An einigen Stellen sind die Åsar öfter unterbrochen, bilden eine Reihe konischer oder etwas langgezogener Hügel, welche auf kürzeren oder längeren Strecken hintereinander liegen und sich bald auf der einen, bald auf der anderen Seite in zusammenhängenden Rücken fortsetzen.“ Diese Beobachtung erinnert an das abwechselnde Auftreten der Sandbänke in einem Flusse, entsprechend den Erosionswirkungen auf ihrer einen oder auf ihrer anderen Seite.

Diese Erosionserscheinungen sind besonders deutlich ersichtlich aus dem Verhalten der Hauptåsar zu den Nebenåsar. „Wenn ein Nebenås sich mit dem Hauptås vereinigt, so fehlt oft die Verbindungsstelle, wenn aber beide ineinander übergehen, so ist unterhalb des Vereinigungspunktes eine Unterbrechung vorhanden. Oft ist das Nebenås vom Hauptås nicht zu unterscheiden, und es ist in der Nähe des Vereinigungspunktes stellenweise mächtiger entwickelt,“¹⁾ eine Beobachtung, die²⁾ sich durch eine Schuttkegelbildung an der Mündung von Nebenflüssen und gleichzeitig die Unterbrechungen durch Auskolkungen an der Prallstelle der seitlich eintretenden Wassermassen erklären lassen.

Näheres über das Zusammentreten von Haupt- und Nebenås erfahren wir bei Strandmark,²⁾ welcher 5 Fälle (siehe nebenstehende Figur 7) unterscheidet. Im Falle 1 stossen die Åsar ohne jeden Abbruch im Vereinigungspunkte zusammen, nur oberhalb im Nebenås ist eine Unterbrechung. Bei Fall 2, welcher sehr gewöhnlich ist, liegt die Erosion des Strombettes zwischen Haupt- und Nebenås. Im Falle 3 besteht beiderseits eine Unterbrechung, sodass ein unbehindertes Zusammenfließen beider Ströme stattfinden kann, selbst beim niedrigsten Wasserstande. Bei 4 sind Haupt- und Nebenås vereinigt, und das Zusammentreten der Flüsse bewirkt unterhalb des Treff-

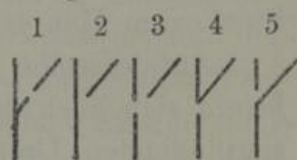


Fig. 7.

1) Gumaelius 1876. sid. 25.

2) Ytterligare om jökelelfvar 1889. sid. 340—368.

punktes eine Auskolkung, auf deren Existenz auch noch das Vorhandensein von öfter auftretenden Åsgruben spricht. Der Fall 5, welcher seltener zu sein scheint, zeigt neben einem direkten Übergang des Nebenås in das Hauptås eine Unterbrechung oberhalb des Vereinigungspunktes. Strandmark¹⁾ erklärt diese Unterbrechungen nun folgendermassen: „Die Ursache zu den oft vorkommenden Abbrüchen in dem Vereinigungspunkte zweier Åsar muss man in der ungleichmässigen Bewegung des Wassers suchen, welches vom Zusammentreffen zweier Flüsse herrührt. Dabei muss man in Betracht ziehen, dass gleich wie das Bestreben des Eises, das Strombett zusammenzudrücken und das des Wassers dasselbe zu erweitern, nicht immer gleich stark ist, sondern im Gegenteil einen Wechsel in der Breite des Strombettes zur Folge haben musste; aus eben diesem Grunde hat deshalb der Vereinigungspunkt der zusammenstossenden Flüsse periodenweise und langsam ein Stück vorwärts und rückwärts verlegt werden müssen. Diese zusammenkommenden Umstände hinderten die Åsar am öftesten daran, sich fest an einander anzuschliessen. Manchmal wirkten lokale Verhältnisse in entgegengesetzter Richtung und gaben dann eine Verbindung der Åsar zu, doch mangelte gleichsam zum Ersatz hierfür ein Stück vom Hauptås vorwärts.“

Auf dieselbe Ursache, den Wechsel der Wasserkraft, lassen sich auch die Änderungen in der Åsrichtung und die stattfindenden Unterbrechungen durch lokal auftretende Erhöhungen und Vertiefungen zurückführen. Erdmann²⁾ teilt uns folgendes hierüber mit: „Wo Berge und Täler in grösserer Zahl dem Ås auf kürzerem Wege begegnen, da ist es oft unterbrochen und unregelmässig. Ausnahmsweise werden an Tal-erweiterungen kurze Rücken gebildet, die bald mit deutlich ausgeprägter, wellenförmiger Gestalt in der Talmitte auftreten, bald sich von einer Talseite auf die andere werfen und, wenn sie sich direkt an den Rand des Tales anlegen, fallen sie ohne Rückenbildung zur Mitte hin ab. An anderen Stellen findet

1) Om rullstensbildningar 1885. sid. 22.

2) 1868. sid. 106.

daneben eine vollständige Ausbreitung der Ablagerung zu wenig mächtigen, flachen Wellen statt.“ Bei alledem windet sich das Ås, wie Gumaelius¹⁾ verschiedentlich hervorhebt, in einem krummen Tale stärker als das Tal selbst.

Der Umstand nun, dass die Åsar am liebsten in bergigen Gegenden auftreten, erklärt sich aus der grösseren, lokalen Druckschmelzung, als Folge der Widerstandes an den in das Eis als Nunataks einragenden Bodenerhebungen. Deshalb legen sich in diesen Gebieten die Åsbildungen, wie Erdmann bemerkt, am Kamme beginnend, an die Leeseite der Bergrücken an, der den Stoss des Inlandeises aufgehalten hat.

Beachtenswert zur Kennzeichnung der Erosionsvorgänge bei der Åsbildung ist das Auftreten von Denudationen bereits fertig gebildeter Teile des Ås. Von den Åsar, Rollsteinfeldern und Kames Vorpommerns und Rügens wurden diese verschiedentlich bekannt und erstrecken sich ausser auf die Geröllsand-schichten auch auf die Einragungen von Geschiebemergel. Besonders hervorgehoben seien diejenigen im Garzer Ås (S. 62. Taf. 9), dem Rollsteinfelde von Reкетин (S. 71) und von Jarmen (S. 74), sowie in Kames bei Kl. Rakow (S. 88 Taf. 14) und denen zwischen Gustow und Drigge (S. 98 Fig. 3). Gelegentlich finden sie auch bei anderen Autoren Erwähnung. Von finischen Åsar sagt Berghell²⁾: „Bemerkenswert sind die vorkommenden, sackförmigen von Rollsteingrus ausgefüllten Vertiefungen der unterliegenden Sandpartien, welche wahrscheinlich schon in vorher abgelagerten Sanden von strömenden Bächen ausgegraben und nachher von Rollsteinmaterial ausgefüllt worden sind, und zwar gleichzeitig mit der Ablagerung des zu oberst liegenden Rollsteingruses.“ A. N. Jernström³⁾ beobachtete ein nach unten hin im Längs- und Querprofil gröber werdendes Rollsteinlager innerhalb einer in der Längsrichtung des Ås sich erstreckenden Furche, welche in die anderen, vorher aufge-

1) 1876. sid. 63 und 70.

2) Geologiska jakttagelser längs Karelska järnvägen II; Fennia 5 No. 2. Helsingfors 1892 sid. 10.

3) Bidrag till kännedomen af Finlands natur och folk. 20: de haeftet Helsingfors 1876. sid. 54, taf. 6, fig. XXI 1, 2, 5.

schütteten Schichten eingegraben ist. Auch Holm¹⁾ betrachtet die Anzeichen der beständig, vor allem bei diskordanten Schichten, sich wiederholenden Denudationen als besonders charakteristisch für den Bau der Äsar.

3. Die Akkumulationstätigkeit der Schmelzwasserströme.

Wie im Grossen und Ganzen die Bildung von Mäandern der teils zusammenhängenden, teils sich in kurze Rücken und Kuppen auflösenden Äszüge, sowie von Unterbrechungen in der Nähe der Einmündungsstellen von Nebenäsar, in den jeweiligen Strömungsverhältnissen der Schmelzwasserströme zu suchen ist, findet hierin auch die Hügelform und der innere Bau der Äsar eine Erklärung. Sollen durch die Wasserkraft Geschiebe verfrachtet werden, muss die Geschwindigkeit des Wassers imstande sein, die Kohäsion und das spezifische Gewicht derselben zu überwinden. Im allgemeinen kann Geschwindigkeit des Wassers dem Produkte aus Geschwindigkeit des Geschiebetransportes und spezifischem Gewichte der Geschiebe gleichgesetzt werden. Die Transportfähigkeit gleichgestalteter Flussgeschiebe wächst bekanntlich mit der 6-fachen Potenz der Stromgeschwindigkeit, sodass also bei Verdoppelung der Geschwindigkeit sich das Gewicht der transportablen Geschiebe um das 64-fache erhöht. Der Strom sucht nun seine Schotter an die Stellen des geringsten Widerstandes zu schaffen, um dadurch denjenigen seiner Bahn zu verkleinern. Er besitzt seinen geringsten Widerstand an den Punkten stärkster Strömung, wo die Stromfäden am dünnsten sind. Letztere verhalten sich aber ähnlich wie die Muskelfasern des Menschen und üben durch eine gewisse Kontraktilität, wie diese eine beträchtliche Kraft aus. Während nun der Strom grössere Arbeit leistet, verkürzen sich die Stromfäden und werden dicker, sodass der Widerstand sinkt.

Ausgeführte Versuche über die Ablagerung von Sand in einer breiten, geneigten Wasserrinne ergaben ein Bild von der verschiedenartigen Akkumulation bei verschiedenen Wasser-

1) 1886 S. 25.

geschwindigkeiten. Bei Erzeugung einer geringen Strömung ist eine Ablagerung von Sand in gleichmässigen, senkrecht zur Stromrichtung stehenden Wellen beobachtet worden, die umsomehr einander parallel laufen, je langsamer die Strömung ist. Wächst die der Korngrösse entsprechende Anfangsgeschwindigkeit auch nur ein wenig, so treten die parallelen Sandrippen unter einander auskeilend in Verbindung und werden bei weiterer Vermehrung schliesslich netzförmig und in der Stromrichtung bald mehr, bald weniger halbmondförmig. Die Höhenlinie dieser Sandwellen liegt anfangs mehr in der Mitte der Rippen, rückt aber mit der Beschleunigung der Wasserbewegung immer näher auf die Leeseite derselben, wo sie schliesslich steil abbricht.

Nach Erreichung dieses Stadiums ändert sich bei weiterer Beschleunigung das Bild ziemlich unvermittelt. Die halbkreisförmigen Abschnitte erweitern sich allmählich zu immer länger werdenden, zungenartigen Ellipsen, die sich zuschärfen und schliesslich zu gleichmässig rhombischen Feldern werden, deren Spitzen aneinander stossen und deren Längsachse parallel der Stromachse ist. Diese rhombenförmigen Sandaufhäufungen brechen in der Stromrichtung, besonders an der freien Spitze schroff ab und dachen sich flussaufwärts zur nächsten Spitze allmählich ab. Eine Vergrösserung der Stromgeschwindigkeit vermindert den spitzen Winkel der Rhombenflächen, bis bei einer bestimmten Grösse, dem Gleichgewichtsverhältnis zwischen der Stromstärke und einer Akkumulation, plötzlich ein allgemeines Wandern der Schotter eintritt in zahlreichen parallelen Bahnen, bei welchem Vorgänge jedoch eine eintretende Geschwindigkeitsabnahme eine Akkumulation in langen, parallelen und von einander ziemlich gleichmässig entfernten, flachen Rücken bewirkt. Der Rhombengrenzwinkel für das Wandern liegt für grobkörnigen Kies bei ca. 45° , bei feinem Seesand und Dünensand (der Korngrösse 6 von 0,15 — 1,5 mm) geht er hinunter auf ungefähr 30° .*)

*) Die genaue Bestimmung des Grenzwinkels für jede Korngrösse und die verschiedenen spezifischen Gewichte der Schotter dürfte in den

Ist der Transport der schwebenden Schotter ein allgemeiner, ändert sich auch die Wasserbewegung. Die ursprüngliche Spiralbewegung verschwindet, und es beginnt ein stückweises Talwärtsrollen von Wasserwülsten, deren Längsachse quer zur Stromrichtung steht. Während sich nun zuerst ein derartiger Wasserwulst rechts dreht, findet eine Verlängerung der Stromfäden statt, und die Schotter werden eine Strecke weit transportiert, und, indem er sodann sich links herum zurückwindet, verbreitern sich die Stromfäden, sodass eine Akkumulation der Schotter eintritt. Dadurch entstehen breite, das Flussbett quer durchsetzende, parallele Schotterrücken, und man gewinnt den Eindruck, als wenn die Wasser sich über diese kaskadenartig hinwegstürzen. Dies stufenweise Abwärtsrollen der Wassermassen stellt die Übergangsphase zur eigentlichen, fallenden Wasserbewegung dar, wie sie den Wasserfällen eigen ist, und liesse sich von dieser als stürzende Wasserbewegung unterscheiden. Vergrössert sich bei dieser letzten der Widerstand, so verändert sich sofort die Aufschüttung der Querwälle in eine solche breitlappiger Zungen, deren Mittelstück grubig vertieft und deren äusserer Saum scharf randartig aufgebogen und in der Stromrichtung steil gegen die nächste Zunge abgesetzt ist.

Die bei langsamer Strömung entstehenden Querwellen erklären sich durch die Seitenerosion. Das durch den Wasserstrom losgelöste Material nimmt seinen Weg zur Strommitte, wo sich die Wirbelstromfäden zur Wasseroberfläche hin bewegen. Durch die Abnahme der Arbeitsleistung der Wirbelfäden können die Schotter an dieser Stelle nur noch durch die geringe Zugkraft des Wassers geordnet werden, d. h. sie lagern sich senkrecht zur Stossrichtung in Wellen quer durch das Flussbett. Die Vergrösserung der Stromgeschwindigkeit bewirkt durch die Zunahme der Stosskräfte eine Verlängerung einzelner Teile der Schotterbänke zu mehr oder weniger spitzen Zungen. Die

Fällen einer künstlichen Verbreiterung eines Strandes zum Zwecke eines Uferschutzes durch Bühnenbau von Wichtigkeit sein. Siehe hierüber bei Elbert „Über die Landverluste an den Küsten Vorpommerns und Rügens, deren Ursachen und deren Verhinderung“ X. Jahresbr. S. 1—27.

Akkumulation in rhombischen Feldern und unter spitzen Winkeln in der Stromrichtung sich durchkreuzender Rippen erklären sich durch die Erscheinungen der Wasserbewegung bei Tiefenerosion. Unter der Mitwirkung der Quell- und Senkströmungen wandern die Schotter im Zickzack von einer Bettseite zur andern stromabwärts. Die Senkströmung entnimmt das Material für die Schotter einer Prallstelle des Ufers, stösst es vorwärts und lässt es bei seinem Übergange in die Quellströmung wieder fallen, welche sich zum gegenüberliegenden Ufer wendet und hier eine neue Senke erzeugt, sodass sich die Tätigkeit wie vorher wiederholt. Auf diese Weise werden die Schotter allmählich in das stillströmige Gebiet geschoben und bilden abwechselnd zwischen den Prallstellen und Bettvertiefungen an den Uferseiten Ablagerungen in der Form von Dreiecken, deren Spitze nach der Stromseite hinsieht. Diese Schotterbänke werden beständig auf ihrer Luvseite erodiert und verlängern sich auf ihrer Leeseite; zwischen ihnen hindurch aber winden sich die beiden Stromspiralen talwärts.

Dieses Prinzip der Akkumulation liegt auch der Ablagerung in den oben beschriebenen, rhombischen Feldern zu Grunde. Erzeugt man nämlich in einem breiten, aber flachen, künstlichen Gerinne durch entsprechende Neigung eine für die Wasserbewegung bei Tiefenerosion einsetzende Geschwindigkeit, so beobachtet man in diesem einen Flussbette mehrere parallele Stromspiralen nebeneinander und zwar je mehr, desto geringer die Wassermenge und desto grösser ihre Geschwindigkeit ist. Die in einem einfachen Strome auf beiden Seiten entstehenden dreieckigen Schotterbänke ergänzen sich beim Vorhandensein von zwei oder mehreren selbständigen, paarigen Stromspiralen zu rhombischen Feldern.

Bei den Åsar, Rollsteinfeldern und Kames kommen nun Schichten und grössere Schichtenverbände in allen möglichen Gestalten vor, deren Entstehung sich jedoch in jedem Falle leicht durch die beschriebenen Typen der Akkumulation erklären lassen. Mit der Stromgeschwindigkeit wächst der Grad der Aufbereitung des vorwiegend dem Inglacial entnommenen Geröll-

glacials. Die Sortierung der Geröllsande nach der Korngrösse (incl. spec. Gew.) führt zu einer Trennung verschiedenkörniger Sande und Kiese, welche ihrerseits eine weitere und grössere Diskordanz ihrer Schichten, sowie Sonderung erfahren. Während diese Schichtungsverhältnisse auch bei den gewöhnlichen Oberflächenflüssen vorkommen, scheint die diakene Schichtung (siehe S. 38) besonders die Äsarbildungen zu kennzeichnen; denn eine solche Ablagerung, z. B. bei Gebirgsflüssen unterscheidet sich durch ihre kleineren Zwischenräume, deren Ursache in der Abplattung der Geschiebe liegt. Die Schotter der Äsströme jedoch besitzen rundliche und ellipsoidische Formen, aus welchen man auf eine grössere Stromgeschwindigkeit schliessen kann, da bei einem geringen Stosse ein Vorwärtschieben, bei einem starken ein Vorwärtsrollen stattfindet. Dabei kommen im Äs Rollblöcke vor von 1—2 Kopf Grösse, welche sich mit anderen kleineren nicht selten zu Geröllpackungen anhäufen. Die Abrollung dieser Blöcke, sowie die Fortführung des gesamten, feinen Materiales lässt vermuten, dass wir es bei den Äsströmen stellenweise mit ganz bedeutenden Stromstärken zu tun haben.

Diakene Lagen von Schichten und Geröllpackungen wurden bei der Beschreibung der pommerschen Äsar vielfach erwähnt. Es mag hier jedoch noch besonders auf die Verhältnisse beim Gatschower Äs (S. 52), beim Hammelstaller-Äs (S. 59), Garzer-Äs (S. 62) und bei dem Rollsteinfelde bei Rekentin mit seinen zahlreichen, grossen Rollblöcken (S. 69—71), und demjenigen bei Jarmen (S. 74), sowie den Kames bei Kl. Rakow (S. 88), Hohendorf (S. 90), Bergen (S. 95) und bei Garz (S. 97) hingewiesen werden. Auch Gumaelius¹⁾ berichtet von schwedischen Äsar, welche sich ganz aus Rollsteinen aufbauen, und dass, wenn diese den Kern des Rückens bilden, Schichtung kaum wahrzunehmen ist. Erdmann²⁾ sagt unter anderem, „dass die eine Seite bald aus Sand, die andere bald nur aus Rollsteinen besteht.“ Strandmark³⁾ fügt hinzu: „Man sieht auf mehreren Punkten, dass der Sand von

1) 1876 sid. 21, 33.

2) 1868 sid. 88.

3) 1889 sid. 359.

unten hoch in die eine Seite des Åskernes steigt, während dessen andere entblösst ist und eine mit Rollsteinen dicht gespickte Masse zeigt.“ Von den Åsar Finlands erfahren wir noch weiteres: „In den gewaltigen Åsar Vichtyssyrjä und Padanpahtasyrjä scheint der Åskern teilweise aus grossen, völlig abgerundeten Blöcken zu bestehen.“¹⁾ Für die amerikanischen Åsar bezeichnet Stone²⁾ diakene Lagen als für die Åsar charakteristisch, und Davis³⁾ nennt die Struktur dieser fast schichtungslosen Geröllaufhäufung „openwork“.

Um eine Vorstellung zu bekommen von Zeit und Weg, welche nötig sind, Geschiebeglacial in Geröllglacial zu verwandeln, hat Erdmann⁴⁾ einige Versuche angestellt, um aus Geschieben Gerölle zu erzeugen. Er brachte in einen mit Beton aus echten Rollsteinen ausgekleideten Kasten, der um 30 Grad von einer Seite zur andern durch Hin- und Herwiegen bewegt wurde, folgende Gesteine in eckiger Form: 1) Granit, 2) Orthoceratitenkalk, 3) körnigen Kalkstein, 4) kambrischen Sandstein, 5) Quarzit und Rhätsandstein und 6) Tonschiefer. Nach 200 Kastenbewegungen haben die Steine einen Weg von 1128 m zurückgelegt, und alle weicheren Stücke (5—6) wurden kantengerundet. Nach einem Wege von 6,882 km waren alle Sandsteine abgerollt und nach 22,98 km sämtliche Gesteine in Rollsteine umgebildet. Bei den Åsströmen wird die Wegstrecke, auf welcher die Umwandlung der Geschiebe in Gerölle vor sich gegangen, wegen der bedeutend grösseren Wasserkraft eine viel kürzere gewesen sein. Schon in unseren Gletscherbächen trifft man 1—200 m entfernt vom Eisrande kaum mehr geschrammte Steine. Paykull⁵⁾ aber fand unmittelbar vor dem Gletschertore der isländischen Åsströme schon kein Geschiebe mehr.

1) Rosberg Fennia 7, 2) 1899 p. 39.

3) The subglacial Origin of certain Eskers (Proceed. Boston Soc. Nat. Hist. XXV 1892) S. 478.

4) Bidrag till kändedomen om rullstenars bildande (Geolog. Fören. i Stockholm Förh. 1879 Nr. 55 Bd. IV No. 13; härtill tafl. 21.) sid. 407—417.

5) 1867 S. 42.

Entsprechend dem Grade der Aufbereitung begegnet man daher grösseren und kleineren Teilen von Åsar, die bald ganz aus lose gepackten Sanden und Granden bestehen, bald mehr aus gröberem Geröllsanden und Kiesen.¹⁾ Es scheinen aber die Åsar mit mehr feinkörnigen oder doch weniger vollkommen sortierten Geröllsanden, denen dann meistens jegliche feinpulverige, dem „Krossgrus“ ähnliche Bestandteile fehlen, nicht nur die längsten Rücken und am meisten zusammenhängenden Züge bilden, sondern auch sich gerade in flachen oder doch wenig geneigten Gebieten einzustellen, z. B. im mittleren Mälarbecken und in den flachen Gebieten von Maine. Dieses Zusammentreffen beider Erscheinungen liesse sich ganz gut mit der geringen Gefälleentwicklung in Verbindung bringen. Bei småländischen Åsar, besonders der stark bergigen Gegenden, begegnet man wiederum einerseits einer so geringen Sortierung, dass eine Schichtung der Geröllsande kaum zu sehen ist, andererseits stark diskordant geschichteten, groben Kiesen; dabei kommt es vor, dass Teile der Rücken sich aus „Krosstensgrus“ zusammensetzen.

„In Echstland,“ berichtet Holm,²⁾ „gibt es nun aber auch Åsar oder grössere oder kleinere Teile von solchen, die ausschliesslich aus Krosstensgrus bestehen und bei denen man nur an den Seiten einige Spuren von der Wirksamkeit des Wassers sehen kann. . . . Ein aus solchem Material aufgebautes Ås verliert sehr oft auf eine Strecke seine ausgeprägte Rückenform und bildet eine Menge sehr regelmässiger, sich dicht zusammendrängender Hügel. . . . Diese machen vollständig den Eindruck von auf- und nebeneinander ohne Ordnung aufgeworfenen Schutthaufen.“

Erwähnt möge an dieser Stelle die Beobachtung von Gumaelius³⁾ sein, dass die Rollsteine häufig mit ihren Längsachsen in der Richtung der Åsrücken liegen.

1) Erdmann 1868. sid. 87—88.

2) 1886. S. 25.

3) 1886. sid. 25.

Hingewiesen sei ferner auf eine Äusserung von Hummel¹⁾: „Ein dem Anschein nach allzuwenig beachtetes Verhältnis von grossem Interesse ist die in der Längsrichtung des Gerölls vor sich gehende, merkbare Veränderung, sowohl in Betreff der Dimensionen, als auch der Bearbeitung des Materials. Vielfach . . . wurde nämlich beobachtet, dass die Rollsteinbildung gegen ihr hochliegendes Ende, sozusagen, schwindet, indem ihre Mächtigkeit abnimmt, und ihr Material dem „Krossgrus“ ähnlich wird. Diesen Rollsteinbildungen mangelt zwar die Schichtung nicht, ist jedoch nur selten gesehen, sodass die Rollsteinmassen im allgemeinen mehr ungeordnet, gewaltsam und oft deutlich durch eine, in unmerklich kurzen Pausen schnell wirkende, bedeutende Wasserkraft aufgeworfen zu sein scheinen.“

Diese wechselnden Verhältnisse in der Lagerung und Sortierung des Äsmaterials erklärt nun Strandmark²⁾ folgendermassen: „Bald ist das Äs an der einen Eiswand aufgebaut, bald an der anderen, im einen Falle hat die Kraft schräg oder fast rechtwinklig gegen die Längsrichtung des Äs gewirkt, im anderen parallel mit dieser. In Übereinstimmung hiermit können die Längsachsen der Steine im Verhältnis zur Erstreckung der Äsar eine bestimmte Lage einnehmen, anderenfalls ist die Rollsteinmasse gewaltsam aufgehäuft, und ihre Steine liegen infolgedessen ohne Regelmässigkeit in genannter Hinsicht.“

Die von Strandmark bezeichneten Momente stellen ihrem Wesen nach die beschriebenen Erscheinungen der Wasserbewegung bei Seiten- und Tiefenerosion dar und erklären Schichtungs- und Lagerungsverhältnisse im Äs. Geringe Stromstärken werden teils horizontale, teils einseitig, schwach bis steil geneigte Lagerung der Schichten erzeugen, die scheinbar konkordant, meist aber diskordant liegen. Grössere Stromstärken werden eine antiklinale Lagerung hervorrufen, welche mit einer Beschleunigung an Steilheit zunimmt. Diese Sättel markieren in der Längsrichtung des Äs

1) 1874 sid. 7. 2) 1889 sid. 21.

auf- und absteigende Wellen, deren Amplitude mit zunehmender Sortierung nach der Korngrösse wächst. Da sie sowohl im Längs- wie Querprofile meist eine pantoklinale Lagerung besitzen, muss man annehmen, dass der Ässtrom quer über sie hinweg geflossen ist, während die bisweilen vorkommende, ungleichmässige, auf einer Seite stärker entwickelte Neigung der Schichten für eine einseitige Konzentrierung der Wassermassen spricht. In diesem Falle müssen starke Denudationen bereits abgelagerter Schichten vorkommen, die selbst zu einer teilweisen Entfernung des oberen Teiles des Sattels, sowie auch seiner dem Wasserstosse ausgesetzten Vorderseite. Indem das an der Luvseite der Äsablagerung entnommene Material auf der Leeseite aufgeschüttet wird, bilden sich monoklinale, in der Stromrichtung geneigte Schichten.

Ein derartiger Vorgang muss auch in dem Äs bei Garz auf Rügen stattgefunden haben, wie dies aus den Lagerungsverhältnissen in der grossen Kiesgrube an der Chaussee nach Samtens hervorgeht. Auf Tafel 9*) sieht man im Längsprofil des Äs zwei, durch eine Geröllehmschicht getrennte Lagererien, deren nördlicher Teil aus einem deutlichen Sattel, deren südlicher aus monoklinal nach SW hin geneigten Schichten besteht. Ihrer Ablagerung ist nicht nur eine mehrfache Denudation vorausgegangen, sondern auch eine öftere Verlegung des eigentlichen Strombettes ein Stück nach NW hin, während dann nach erfolgter Einebnung der Äsmasse eine erneute Akkumulation wieder auf der SO-Seite anhub. Die Zwischenschicht des horizontal liegenden Geröllehmes dürfte andeuten, dass nach eingetretener Planierung ein Einsturz des Tunneldaches stattgefunden hat, das Eis zeitweise zum Aufsitzen kam und eine wenig umgelagerte Innenmoräne sich mit den Geröllsandbildungen vermischte. Die beständige Verschiebung des Stromstriches aber verhinderte eine antiklinale Lagerung des Äsmaterials im Querprofil, sodass grössere und kleinere, linsenförmige Partien nebeneinander entstanden.

Aus der Zunahme der Stromgeschwindigkeit und Verlegung

*) VIII. Jahresber d. geogr. Gesell. z. Greifswald 1903/1904.

des Stromstriches ergibt sich auch die aus den verschiedenen, anderen Formen der Lagerung sich kombinierende, sowie eine richtungslose, dann aber auch bei sehr starker Strömung wiederum eine horizontale oder schwach synklinale. Die gleichmässig pantoklinale und die horizontale, sowie auch unter Umständen die synklinale Lagerung liessen sich vielleicht am besten durch die gekennzeichnete Spiralbewegung in geschlossenen Kanälen erklären, während jedoch die Ausbildung einer antiklinalen Lagerung, besonders bei ungleichseitiger Entwicklung, auf die Erscheinungen bei der Tiefenerosion zurückzuführen sind.

Ebenso finden die Lagerungsverhältnisse in den Rollsteinfeldern eine gute Deutung durch die Theorie der Wasserbewegung. Ihre Entstehung ist aufzufassen als eine Akkumulation durch zu Tage tretende Äsströme, die ihre Schotter auf dem vor dem Eisrande sich ausdehnenden Gebiete abgelagerten. Dem Äsströme ermöglichte hier die freie Entwicklung eine mehrfache Teilung, sowie öftere Veränderung der Lage und Richtung. Die gleichmässig wellenförmige Lagerung der auf grössere Entfernungen hin parallelen Schichten, wie sie z. B. vom Grimmer Rollsteinfelde beschrieben ist (S. 75), wäre durch einen oder mehrere breite, ruhig dahinfließende Ströme zu erklären. Diejenige in regellosen, über- und nebeneinander liegenden Linsen aber kann nur die Folge eines starken, jedoch schnell seine Lage wechselnden Flusses sein. Dieser letzte Fall dürfte für das Rollsteinfeld bei Jarmen zutreffen, wo ausserdem bedeutende Denudationen einzelner Gruppen von Kieslinsen, teils innerhalb der Hauptmasse des Rollsteinfeldes, teils auch der gesamten Oberfläche (S. 74—75, Fig. 2) vorkommen. Als besonders charakteristisch muss das Auftreten der durchkreuzten, diskordanten Parallelschichtung, besonders bei feinkörnigen Geröllsanden gelten, welche als Störung der ursprünglichen Lagerung aufzufassen ist. Beim Rollsteinfelde von Jarmen bildet diese innerhalb eines groben Kieses bedeutende, im Querschnitt oft mehr als 1 qm grosse Komplexe von einheitlich parallel geschichteten, oft steil aufgerichteten Bänken,

welche mit anders geneigten, aber ebenfalls parallel geschichteten ohne Ordnung neben- und übereinander auftreten.

Durch Versuche, welche ich auf Langeoog beim Eintritt der Ebbe mit abfliessenden, in den Gezeitenlagunen zurückgebliebenen Wassern angestellt habe, konnte diese diskordante Parallelschichtung, wenn auch in bescheidenem Masse, aber doch erkennbar dadurch hervorgerufen werden, dass die Ablagerung der von einem starken Strom schwebend fortgeführten, grösseren Sandmasse im Momente der Akkumulation durch schnelle Absperrung eines Teiles der Strombahn gestört wurde. Der in der Wassermasse plötzlich erzeugte Stoss ruft durch eine Wellenschwankung eine Durchkreuzung der alten Beharrungsebene hervor und lagert Teile der parallelen Schichten um, indem diese sich zu der neuen Bewegungsform durch mehr oder minder starke Neigung, hin- und herpendelnd, in neuer Gleichgewichtslage einzustellen suchen. Solche Störungen dürften nun, z. B. beim Jarmer Rollsteinfeld, häufig durch Strombettverlegungen und Beeinflussung benachbarter Stromrinnen bewirkt sein. Das Vorhandensein von Strömungsdifferenzen in diesem Rollsteinfeld geht schon aus der fast ganz sandigen Ausbildung des westlichen Teiles, in welchem diese Erscheinung am häufigsten zu beobachten ist, hervor.

Besonders beachtenswert sind die Lagerungsverhältnisse im Rollsteinfeld bei Reкетин (S. 69—73), welches ohne Frage mit der Talbildung der „Blinden Trebel“ in Beziehung steht. Die muldenförmige Lagerung der Kiesmassen im Querprofil (Taf. 12)*) rührt von einer Ablagerung in mehreren, nebeneinander liegenden, N-S laufenden Rinnen her, in welchen eine bedeutende Tiefenerosion geherrscht haben muss, wie dies für die einzelnen Teile des Rollsteinfeldes an der Hand der Fig. 1 auf S. 71 näher auseinander gesetzt wurde. Um jedoch diesen Grad der Tiefenerosion zu erklären, ist es notwendig, eine seitliche Einengung des Stromes zwischen Eiswänden oder einen Tunnel anzunehmen. Die Lage der Randmoränen entspricht einer solchen Voraussetzung,

*) VIII. Jahresber. d. geogr. Gesell. z. Greifswald 1903/1904.

und das Rollsteinfeld konnte sich als Uferwall eines, das Blinde Trebeltal erodierenden Stromes aufbauen. Die Lagerungsverhältnisse der stellenweise über den normalen Schüttungswinkel geneigten Schichten, sowie der gesamte, bis jetzt noch von keiner Geröllglacialbildung sonst bekannte Schichtenverband lassen eine Deutung nur durch die Bewegungserscheinungen einer äusserst energischen Tiefenerosion zu, bei welcher der Wasserdruck ein so bedeutender war, dass die Schotter lange von der Strömung getragen wurden. Die Bildung mehrerer grabenartiger, paralleler und unverhältnismässig tiefer Rinnen, die eine ausserordentlich gleichartige Gestaltung zeigen, ist erklärlich durch die Bildung mehrerer, paariger Stromspiralen innerhalb eines breiten, aber flachen oder besser schmalen, tiefen und starkströmigen Flusses. Der innere Zusammenhalt der gratförmigen, steilen Scheidewände zwischen den oft kaum mehr als 2 m breiten Stromrinnen ist nur durch die gleichmässige Druckverteilung denkbar, wie sie in einem mit hohen Geschwindigkeiten strömenden Flusse durch das Bestreben einer tunlichst geradlinigen Fortbewegung möglich wird. Aus dem Bau der Scheidewände zwischen den Gräben ist ersichtlich, dass sie sich gegen die Stromrichtung hin nach rückwärts aufgebaut haben, was ebenfalls aus ihrem Auskeilen nach N hin hervorgeht, Verschmelzungsvorgänge, bei welchen aus zwei Rinnen eine breitere und flachere geworden sind. Die rhombische Grundform der diese Wasserbewegung charakterisierenden Schotterbänke tritt deutlich im Grundriss der Scheidewände hervor. Sie ist jedoch, wie das für starke Strömungen in Flüssen selbstverständlich, spitz in der Stromrichtung ausgezogen. Die auftretenden Störungen im einheitlichen Bau der Kiesmassen (Taf. 13) dürften aber ihre Ursache in der ungleichmässigen Belastung durch die Erhöhung des einen Strombettes gegenüber dem benachbarten haben, sodass der gelegentliche Zusammensturz oder eine Verbiegung der steilen Scheidewände nicht merkwürdig erscheint.

Diese Darlegungen haben gezeigt, dass die Äsarbildungen Schotterbänke von Flüssen sind, deren Strömungserscheinungen auf die Vorgänge bei Seiten- und Tiefenerosion, dann aber auch bei der spiraligen Wirbelbewegung innerhalb

geschlossener Kanäle zurückzuführen sind. Es erübrigt nun noch festzustellen, in welchem Teile dieser Kanäle ihre Bildung stattfand. Es wurde bereits auf die Übereinstimmung mit einem gewöhnlichen Flusssystem, bei welchem sich die Akkumulation vorwiegend auf den Unterlauf konzentrierte, hingewiesen. Die stärkste Akkumulation müsste demnach im Gletschertore sein und nach der Einschmelzzone hin abnehmen; das Ås wäre also von der Mündung des Stromes nach rückwärts gewachsen.

Entweder hat sich nun das Ås in seiner ganzen Länge während des Stillstandes des Eisrandes gebildet, oder es ist stückweise erst mit dem Zurückschmelzen des Eisrandes durch Aneinanderreihung einzelner im Unterlaufe oder schliesslich auch dem Gletschertore gebildeter Rücken entstanden. Wäre das erstere der Fall, so müsste jeder Åszug an einer Endmoräne endigen und dort eine Kameslandschaft oder ein Rollsteinfeld bilden, was jedoch nicht immer der Fall ist. Die Åsar liegen vielmehr stets in der Grundmoränenlandschaft und verschwinden meist, bevor sie die Endmoräne erreicht haben. Sie beginnen ausserdem sehr oft auf der anderen Seite d. h. vor der Endmoräne, ohne eine Beziehung zu einer zweiten zu zeigen. Ausserdem legen sie sich häufig an Drumlins¹⁾ an, welche sie stellenweise sogar erodiert haben, dürften also, da diese als subglaciale Bildungen, also Bildungen hinter dem Eisrande sind, jünger als diees, d. h. Rückzugsgebilde des Eises sein. Da die Åszüge oft auf der Innen-, wie Aussenseite von Endmoränen zugleich auftreten, erscheint die Annahme sowohl einer so ausserordentlich breiten, zur Erklärung derartig langer Åsar notwendigen schwellenden Randzone höchst unwahrscheinlich. Für die tatsächliche Breite des Randgebietes ist mir jedoch

1) G. F. Wright: Remarkable gravel ridges in the Morrismack Valley (Proceed. Boston Soc. Nat. Hist. vol. 19. 1878.) — Davis: The distribution and origin of Drumlins (Americ. Journ. of science 3th ser. vol. 28. 1884 p. 409). — Stone: Gravels of Maine p. 32. Map of the Kames of Maine (Proceed. Boston Nat. Hist. 20. 1880.) — Keilhack: Drumlinlandschaft (Jahrb. d. K. preuss. Geolog. Landesanst. f. 1896. S. 163—188.)

nicht möglich, irgend welche Zahlenangaben zu machen. Wollte man sich an die heutigen Verhältnisse anlehnen, so würde es sich immerhin nur um einige Kilometer handeln. Sind die Åsar aber Rückzugsgebilde, müsste auf kürzere oder längere Strecken hin, besonders dann, wenn während des Rückzuges kurze Stillstände des Eisrandes eintreten, eine gewisse Wiederholung in der Ausbildung des Ås vorkommen.

Nach de Geer¹⁾ ist eine Aufschüttung von Åsmaterial innerhalb eines subglacialen Kanals wegen des dort herrschenden, bedeutenden hydrostatischen Druckes nicht möglich, vielmehr sollen alle Schotter durch den Strom hinausgefegt werden und erst im Gletschertore durch die stattfindende Entlastung zur Ruhe gelangen. Dadurch seien Schuttkegel entstanden, die sogenannten Åskerne, durch deren Rückwärtsverlängerung mit der Abschmelzung des Eises Rücken geschaffen wurden. De Geer, welcher die Åsar der Stockholmer Gegend auf die seiner Theorie entsprechende Ausbildung untersuchte, glaubt folgende Eigenschaften gefunden zu haben: „Die Åszentren bestehen an dem proximalen Ende oder dem, von welchem die Glacialflüsse gekommen sind, oft aus grobem Material, aber gegen das entgegengesetzte oder distale Ende aus immer feinerem, erst kiesigem, dann sandigem Material. Wo das proximale Ende eines Åszentrums freiliegt und nicht von jüngeren Bildungen bedeckt ist, da sieht man nicht selten eine Ausbildung als wirklichen Rollsteinhaufen, während alles feinere Material von einem offenbar sehr gewaltsamen Strome fortgespült ist. Ausserdem zeigen die Åsar „dass sie sich nicht nur in ihrer Form oft in einzelne Hügelkuppen abteilen, sondern auch dort, wo sie scheinbar einheitliche Rücken bilden, existieren in der Regel im inneren Bau mehr oder weniger deutlich von einander getrennte Partien.“²⁾

Zu ähnlichen Resultaten führten die Untersuchungen von Tolls³⁾ an kurländischen und livländischen Åsar. Auch

2) 1897 S. 366—388.

1) de Geer 1897 sid. 382. 2) 1899 a. a. O.

Holm¹⁾ teilt uns das gleiche von ehstnischen Åsar mit: „Das Längsprofil ist niemals ganz geradlinig, sondern immer mehr oder weniger wellig, als ob das Ås aus einer Reihe von herabgeworfenen Haufen zusammengesetzt wäre. Bei einigen Åsar und gewissen Strecken ist dieses besonders deutlich ausgeprägt, wie z. B. bei dem von den Ehsten Kuchjamäggi genannten Ås NO von Taps, welches seinen Namen von dem ehstnischen Worte „Kuhhi“ — „Heuschober“ (Kuje = Heu) bekommen hat.“

Die de Geersche Theorie lässt sich jedoch nicht ohne weiteres zur Erklärung aller Åsarbildungen anwenden, da der Bau derselben doch zu verschiedenartig ist. Schon Erdmann²⁾ sagt: „Die von einem oder anderem gemachte Behauptung, dass der Kern der Rollsteinåsar zum grössten Teile aus Rollsteinen gebildet wird, scheint nur auf Beobachtungen gegründet zu sein, welche innerhalb einer bestimmten Gegend oder einer grösseren Åserstreckung gemacht sind, aber für die normalen Verhältnisse lässt sich derartiges nicht behaupten.“ F. Wahnschaffe³⁾ wendet sich auch gegen eine Verallgemeinerung der Theorie, indem er sagt: „Die Einwände de Geers gegen den Absatz von Geröllbildungen auf dem Boden subglacialer Kanäle scheinen mir nicht beweiskräftig zu sein. In geschlossenen Röhren wird infolge der Reibung des Wasserstromes an den Unebenheiten der Wände die Geschwindigkeit desselben eine verschiedene sein, so dass schon dadurch der Absatz mitgeführten Schuttmaterials erfolgen muss. Ich halte es jedoch auch nicht für notwendig, dass alle Åsar in genau derselben Weise entstanden sind, und es scheint mir sehr wohl möglich, dass auf solche, in deren innerem Bau sich wirklich verschiedene Åszentra nachweisen lassen, de Geers Schuttkegeltheorie anwendbar ist.“

Es muss Wahnschaffe beigepflichtet werden, dass die de Geersche Beweisführung für seine Theorie nicht zwingend ist, dennoch kann aus den vorhin dargelegten Gründen

1) 1886 S. 22. 2) 1868 sid. 88.

3) Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901. 2. Aufl. S. 174.

ein Äszug nur stückweise, wenn auch auf sehr mannigfaltige Art und in verschieden grosser Ausdehnung während des Eistrückzuges gebildet sein, was sich durch Wiederholungen des Aufbaues, der immer auf die unmittelbare Nähe des Eisrandes hinweist, beweisen lässt. Mit dem allmählichen Zutagekommen eines bereits fertig gebildeten Äs bei der Eistrückschmelzung ist verbunden ein jeweiliges Passieren des Eisrandes durch einen Teil des Äsrückens, sodass sich auf demselben echte, terminale Abschmelzungsprodukte ablagern. Zu diesen gehört in erster Linie der Geschiebesand, der häufig die Äsrücken überzieht und mit seinen steten Begleitern den Geschieben, den Äsrücken krönt. Er gleicht die Unebenheiten des Rückens aus, greift oft zapfen- und sackartig in das Geröllglacial ein und erfüllt nicht selten mehr oder weniger lange Rinnen¹⁾, Erosionserscheinungen, welche auf die Tätigkeit von in- und superglacialen Gletscherbächen zurückzuführen sind. Diesen Bächen dürfte auch eine Beteiligung an der Bildung von Äsgräben und -mulden zuzuschreiben sein, die zwischen und auf den Seiten neben den Äsar auftreten und auch dort, wo sie nicht zu sein scheinen, ist, wie Strandmark²⁾ sagt, der Graben mit Sanden ausgefüllt.

Die Äsmulden und kolkartigen Vertiefungen innerhalb der Äsgräben werden meist durch die Erosionswirkungen der herabstürzenden Gletscherbäche hervorgerufen sein, die Äsgruben hingegen dürften nach der Steusloffschen³⁾ Vorstellung durch im Gletschertore losgebrochene auf den Äsrücken niedergestürzte grosse Eisblöcke entstanden sein, durch deren spätere Abschmelzung nach Rückgang des Eises eine runde Vertiefung erzeugt wird; denn in der Umgebung dieser Gruben fehlt meist eine Geschiebesandbedeckung, und die Schichten des Geröllglacials reichen in ihrer Ursprünglichkeit bis an die Oberfläche. Auch das Vorkommen von Geschiebeglacial

1) Siehe auch bei Berghell: Fennia 5², taf. 2. fig. 2 u. 8.

2) 1889. sid 359.

3) Zur Entstehung unserer Sölle (Naturwiss. Wochenschrift XI. Band. Nr. 34. S. 401 u. 402 1896)

innerhalb der Åsrücken,¹⁾ dessen Ablagerung ja nur im äusseren Randgebiete möglich ist, liesse sich allenfalls durch die Loslösung grösserer Mengen Inglacials von der Tunneldecke erklären, sowie vorkommende Stücke von Moränenmergel und seiner Umlagerungsprodukte.

Während eine oberflächliche Bedeckung der Åsrücken mit Geschiebeglacial einen Abschluss der Fluvioglacialablagerung voraussetzt, würde ein Auftreten innerhalb der Geröllsandbildungen für eine Gleichzeitigkeit beider Vorgänge sprechen, d. h. für eine Entstehung des Ås in der Nähe des Gletschertores. Ausschliesslich aus Sanden und Kiesen bestehenden Åsar kann man weder äusserlich, noch innerlich ansehen, ob ihre Bildung in den vorderen oder hinteren Teilen eines subglacialen Tunnels oder erst im Gletschertore vor sich gegangen ist. Der Umstand aber des Eingreifens der Vorgänge der Eisbewegung im Randgebiete, vor allem der glacialen Akkumulation und Stauchungserscheinungen, ermöglicht in der Tat eine örtliche Sonderung der Entwicklungsvorgänge des Ås vorzunehmen.

Die Einflüsse der glacialen Akkumulation und Bewegungsvorgänge während der fluvio-glacialen Tätigkeit der Schmelzwasserströme.

In genannter Hinsicht haben nun zuerst als charakteristisch An-, Auf- und Einlagerungen von Mergel der Gemenge- und Stauåsar^{*)} zu gelten.

Über die Åsar Schonens z. B. gibt J. C. Moberg²⁾ folgendes an: „Die Moränendecke trifft man gewöhnlich an den Enden oder beiden Seiten des Ås, oft aber kommt sie auch in der

1) Erdmann. 1868. sid 98; Gumaelius 1876. sid 21, 30—31; Holm 1886. sid 25. Stone 1899. sid 40.

2) Beskriv. Kartbl. Sandhammeren; Sverg. geol. Unders. Ser. Aa. 110 sid 22—23.

*) Siehe S. 40—42.

Mitte vor, ohne indessen das Ås in seiner ganzen Breite zu überziehen. Die sonst gewöhnliche Buckelichkeit ist durch den Moränenton ausgeglichen, doch legt sich dieser gleichmässig auf das Ås auf, ohne dasselbe auf irgend eine Weise zu stören.“ Eine solche Mergelablagerung, wie sie besonders häufig bei finischen und dänischen Åsar, sowie auch früher von denjenigen Vorpommerns und Rügens, Mecklenburgs und der Uckermark beschrieben sind, dürfte mit einem nachträglichen Aufsitzen des Eises auf die Geröllhügel in Folge Einsturzes des Tunneldaches in nicht grosser Entfernung vom Gletschertore in Verbindung gebracht werden. Dieser Vorgang wird aber besonders in Gebieten häufig sein, wo Änderungen in der Bewegungsrichtung des Eises auftreten, wie dies z. B. recht deutlich bei den schonenschen Åsar zum Ausdruck kommt.

Verschiedener Entstehung können die von der Sohle des Ås ausgehenden Mergel­einragungen sein. Sie dürften sowohl Reste von Geschiebehügeln darstellen, welche dem Ås­strome auf seinem Wege begegneten, als auch, besonders wenn sie am Anfang oder Ende eines Åsrückens liegen, — eine gewöhnliche Erscheinung bei den Geröllåsar Schwedens vor allem in den bergigen Gegenden —, Grund- oder Innenmoränenaufhäufung. Weiter aber können sie noch auf eine spätere Einpressung in den bereits vorhandenen, subglacialen Kanal vor oder während der Aufschüttung des Geröllglacials zurückgeführt werden. Derartige Einragungen erscheinen mehr gratförmig und besitzen oft einen durch Druck geschieferten oder gebankten Mergel, dessen Schichtflächen parallel der Längsachse des Rückens, also der Eisbewegung laufen, d. h. durch einen seitlichen, durch Mächtigkeitsschwellung im Randgebiete erzeugten Druck hervorgerufen sind.

B. Doss¹⁾ erwähnt bei einer Beschreibung des Ås von Pikal bei St. Matthiä in Livland einen solchen bis auf den Hügelkamm reichenden Mergelgrat, dessen Längsrichtung und Druckbankungs-

1) Über die Åsar von St. Matthiä in Livland (Korrespbl. d. Naturf. Ver. in Riga Bd. 38. Riga 1895 S. 129—130).

flächen im Streichen des Rückens liegen und dessen Seiten synklinal von der Spitze abfallen.

Dieselbe Beobachtung würde beim Gnoiner Äs NO-lich der Stadt, bei dem von Baggendorf (S. 45 Taf. 1 Nr. 4), bei dem Radialkame von Kl. Rakow (S. 87) gemacht. Während in den beiden letzten Fällen Störungen in dem unterlagernden Geröllglacial nicht gefunden wurden, berichtet uns E. Geinitz von Verwerfungen, Stauchungen bis zur Steilstellung, was sich auch in neuen Aufschlüssen der Gegend von Gnoien bestätigt fand. In diesem Äs trifft man ausser einem Mergelkerne noch an- und aufgelagerten Geschiebemergel, dessen Zusammengehörigkeit sich durch seitlichen Übergang verschiedentlich feststellen liess. Die mannigfaltige Lagerung dieser intramoränen Schichten, welche in einigen Aufschlüssen eine fächerförmige Steilstellung einnahmen, ist von Geinitz¹⁾ in einer Reihe von Skizzen wieder gegeben. Auch dort, wo bei einer Mergelaufagerung eine Unterteufung von Mergel im Aufschlusse nicht sichtbar war, konnte durch Bohrung gelegentlich eine solche festgestellt werden. Das von Geinitz beschriebene und von mir auf spezielle Erscheinungen der Lagerung untersuchte Gnoien-Lunower Äs dürfte also nichts, wie H. Schröder²⁾ meint, mit den Durchragungszügen der Uckermark zu tun haben, da sein Geröllglacial nicht inframorän, sondern intramorän ist. Gleiche Verhältnisse liegen aber beim Baggendorfer Äs und Teilen des Gatschower Äs vor.

Bei der Bildung der Äsar lassen sich demnach auf Grund der gemachten Beobachtungen nunmehr vier Phasen der Entwicklung unterscheiden: 1. Die Bildung eines subglacialen Kanales und mit ihm diejenige eines Strombettes auf der Sohle des Inlandeises. 2. Die Aufschüttung des der Innenmoräne entstammenden, bald mehr, bald weniger stark auf-

1) A. a. O. 1893; siehe auch *Lethaea geognostica* Teil III 2. Bd. Quartär. Stuttgart. 1904 S. 309.

2) Endmoränen in der nördl. Uckermark und Vorpommern (*Zeitsch. d. D. geol. Gesell.* 46. 1894. S. 293—301).

bereiteten Geröllglacials, dessen Mächtigkeit im Gletschertore am grössten wird. 3. Mit dem Passieren des Gletschertores bei der Eistrückschmelzung die oberflächliche Ablagerung von Geschiebeglacial in der Form von Geschiebesand und inglacialem Mergel. 4. In der Umgebung des Gletschertores unter Umständen Einpressung und Auflagerung von Grundmoräne und nebst Stauchungs- und Verwerfungserscheinungen innerhalb des intramoränen Geröllglacials, ausserdem in tieferen Teilen des Tunnels Aufpressung von Grundmoräne oder inframoränen Bildungen.

Dieser Entwicklungsgang wiederholt sich innerhalb der Rückenketten des Äszuges mehrfach. Als eine gewöhnliche Erscheinung muss der Umstand angesehen werden, dass nicht nur die in tieferen Teilen des Tunnels abgelagerten Geröllglacialschichten teilweise denudiert und von anderen überlagert werden, sondern auch die in der Nähe des Gletschertores abgelagerte Grundmoräne und die gestauchten intramoränen Geröllsandschichten Denudationen und Überdeckung von anderen Geröllglacialschichten erfahren haben. Diese Verhältnisse treten auch auf, wenn ein Teil des Äs als Stauäs entwickelt ist, nur überwiegen dann oft die inframoränen die supramoränen Bildungen. In jedem Falle sind aber deutliche Denudationen vorhanden. Immerhin lassen sich in einem normalen Äs, besonders bei Störungen der Fluvioglacialablagernng durch Vorgänge der Eisbewegung, mehr oder weniger deutlich zwei Perioden unterscheiden, welche jedoch bei einer Entwicklung als Sand- oder Rollsteinäs durch einen allmählichen Übergang der fluvioglacialen Akkumulation meist nicht deutlich hervortreten.

Madsen sucht diese Erscheinung bei dänischen Äsar auf eine Oszillation des Eisrandes zurückzuführen. Er unterscheidet zwei von einander verschiedene Serien der Lagerung, von denen die untere sich aus aufgestauchten intramoränen Geröllglacialschichten mit Geschiebemergelanlagerung, die obere aus meist ungestörten supramoränen Geröllsandschichten aufbaut. Da die geschilderten Lagerungsverhältnisse besonders charakteristisch ausgebildet sind, sei die Beschreibung Madsens wörtlich

wiedergegeben: 1) „Die unterste und innerste Lagerserie besteht aus wechselnden Sand- und Kieslagen und enthält fast immer eine mehr oder minder dicke Bank von in der Regel bläulichem Moränenton. Diese Schichten sind steil aufgerichtet und von Spalten durchsetzt. Der Moränenton ist senkrecht geschiefert. Inmitten des Ås sind an einer oder anderen Stelle, öfter jedoch noch auf der einen oder anderen Seite die Schichten senkrecht gestellt und fallen von da mit immer geringer werdenden Neigungen nach aussen gegen die Seiten des Ås ein. Die Aufrichtung kann fast senkrecht werden und nur selten hat man weniger als 30—40° Neigung beobachtet. Die Schichten streichen an den betreffenden Stellen etwa parallel der Richtung des Ås. Diese Schichtenserie kann vielleicht das Beta-Lager genannt werden. Auf diesem diskordant und es mit einer ebenen Fläche abschneidend, ruht die obere und äussere Schichtengruppe des Ås, die sich aus Sand- und Kieslagen zusammensetzt. Diese Schichten sind im Gegensatze zu denen des Beta-Lagers fast ungestört. Sie sind in der Mitte des Ås wagerecht und fallen von da schwach mit grösser werdendem Neigungswinkel nach beiden Seiten ein, mit deren Annäherung derselbe jedoch nur selten einen von 30—40° übersteigt. In ihnen wird oft eine ausgeprägte Diskordanz beobachtet, selten jedoch Spalten, sowie Geschiebeton und -sand, welche beide auf der Åsoberfläche als Decke über den Sand- und Kieslagern oder seltener als Einlagerung vorkommen. Diese Schichtengruppe kann man vielleicht als Alpha-Lager bezeichnen.“ Die Entstehung dieser Åsar deutet Madsen 2) nun folgendermassen: „Während oder nach der Bildung des Eistunnels oder eines Gletschertores, in welchem sich nach unserer jetzigen Annahme das Ås bildete, wurde in Folge der Schwerewirkung des Eises oder vielleicht durch eine kleine Seitenbewegung desselben eine Aufstauchung im Tunnelgewölbe oder Gletschertore der hier unter dem Eise liegenden fluvioglacialen Sand- und Kiesschichten, sowie mit

1) Beskrivelse kort over Danmark. Kortbladet Bogense (Danmarks geolog. Undersøg. 1 Raekke Nr. 7. Kjøbenhavn 1900 sid 50).

2) Desgl. sid. 51.

ihnen des Moränentons verursacht. . . Dass diese Schichten einem starken Seitendrucke unterworfen gewesen sind, beweist der, wie gesagt, senkrecht geschieferte Moränenton. . . .

Die Beta-Lager sind älter als die Alpha-Lager, da die letzten oben auf jenen abgesetzt sind und vielleicht oft den grössten Teil des Materials zu den Alpha-Lagern geliefert haben. Dennoch braucht ein grosser Altersunterschied nicht vorhanden zu sein oder mit anderen Worten, die Beta-Lager können sehr gut anfänglich unter derselben Eisdecke, wie die Alpha-Lager gebildet sein. Der Moränenton des Beta-Lagers ist für gewöhnlich als die bei der Abschmelzung gebildete Decklage des Ås, wie sie vor der Aufstauchung vorhanden war, anzusehen, ist also die normale Grundmoräne, die hier und da von fluvioglacialem Material bedeckt wurde, vielleicht schon in Åsform dort, wo Kanäle unter dem Eise bestanden, in welchen, resp. in den Gletschertoren, später die Åsbildung zum Abschluss kam. Denkt man sich das Ås durch eine Transgression des Eisrandes gebildet, was ohne Zweifel oft geschah, können die fluvioglacialen Schichten des Beta-Lagers als extramarginale Deltabildungen aufgefasst werden, die durch die Schmelzwasser vor dem Eisrande abgesetzt wurden. Diese gelangten später bei der Transgression des Eisrandes unter das Eis und wurden zusammen mit dem liegenden Moränenton, in den Gletschertoren aufgedrückt und stellen nun das Beta-Lager des Ås dar. Die Steinzählungen in dem Moränenton des Beta-Lagers stimmen oft gut mit demjenigen überein, welcher in der Umgebung des betreffenden Ås zu Tage liegt, wodurch angegeben wird, dass der Moränenton der Beta-Lager ein- und derselben Glacialablagerung angehört, wie der, welcher in dem das Ås begleitenden Gebiete an der Oberfläche auftritt.“

Dass Stauchungserscheinungen bei Åsar durchaus nicht als besondere Merkwürdigkeit zu gelten haben, zeigt uns ihr häufiges Vorkommen, vor allem in Finland, von wo sie uns verschiedentlich auch in zahlreichen Profilzeichnungen u. a. von Jernström¹⁾ und Berghell²⁾ wiedergegeben sind. Letzterer sagt von ihnen

1) A. a. O. 1876.

2) A. a. O. 1891 u. 1892.

folgendes: „Endlich müssen die mannigfach beobachtete Schichtung von Sandpartien und die, wie gedreht und zusammengepresst aussehenden Sand- und Kiesschichten im äusseren Teile des Ås hervorgehoben werden. Dieses Phänomen deutet nach Feststellung der Wellenachsen der Sandpartien auf einen starken Seitendruck hin, welchem das fertig gebildete Ås ausgesetzt war.“

Ein weiterer Beweis für die stückartige Bildung des Ås während der Eistrückschmelzung liegt in den mitten im Ås auftretenden Blockpackungen; denn der Geschiebekies kann, auch wenn er stellenweise Spuren einer fluvioglacialen Umlagerung aufweist, nur in unmittelbarer Nähe des Eisrandes, d. h. in diesem Falle im Gletschertore, entstehen. Aus Finland¹⁾ sind Geschiebepackungen in Åsar schon lange bekannt. Aus Livland berichtet Doss²⁾, dass der Blockreichtum der Åsar lokal endmoränenartig wird, und v. Toll³⁾ bemerkt, dass die kurländischen Åsar oft schwer von Endmoränen zu unterscheiden wären. Viele der schwedischen Åsar sind aber so reich an grossen Rollblöcken⁴⁾, dass ihr Ursprung innerhalb des Inlandeises nicht weit von der Stelle ihres jetzigen Auftretens entfernt gewesen sein kann.

Über gleiche Erscheinungen wurde bereits von den mecklenburgischen und vorpommerschen Åsar berichtet. Aus dem nördlichen Teile des Gatschow-Stavenhäger Ås sind 3, dem mittleren 2 grössere Einlagerungen, neben mehreren unbedeutenden, ebenso dem südlichen, mir bekannt geworden. Neben den Geschiebepackungen, zu welchen im nördlichen Teile Mergelauf- und einlagerung vorkommt, sind überall die Wirkungen einer energischen fluvioglacialen Erosion und Aufbereitung vorhanden. Im nördlichen Teilstücke des Gemengeås nimmt die

1) Jernström 1876 S. 53.

2) Åsar von St. Matthiä 1895 S. 129–131.

3) A. a. O. Dorpat 1899 S. 18 und Ås bei Shagarren (Bulletin du Comité géologique 1892 T. XI Nr. 7 p. 181, desgl. 1896 T. XV Nr. 5 p. 153–155.

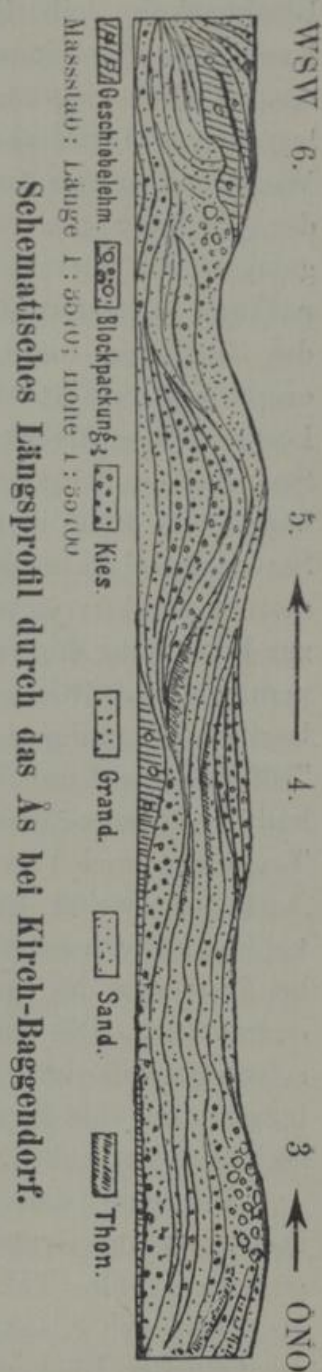
4) Erdmann 1868 sid. 88, 97; de Geer 1897 sid. 382; Gumaelius 1876 sid. 21; H. Munthe: Beskr. till kartbl. Skara (Sverig. Geolog. Undersök. Ser. Aa. No. 116, Stockholm 1903) sid. 32–35.

Blockpackung teils die Sohle und den Kern, teils Seiten und Kamm des Åsrückens, teils aber auch beide zusammen mit einer Zwischenlagerung, sowie ganzen oder einseitigen Überlagerung von Kiesschichten ein. In der grossen Kiesgrube am Wege südlich von Neu-Gatschow war ausserdem im Liegenden der Packung ein Mergel, mit Kiesschichten verbunden, eingelagert, die unten gestaucht waren, oben über die Geschiebepackung ungestört hinweggingen, also die Gleichalterigkeit des Geschiebe- und Geröllglacials bewiesen. Derselbe Schluss ergibt sich auch aus dem gleichmässigen Übergang des Mergelkernes in Geschiebekies und weiter nach der Ostseite und nach Süd einer schichtungslosen Geröllpackung in geschichtete Kiesbänke. Es unterliegt also keinem Zweifel, dass das Gatschow-Stavenhäger Ås nach der Bildung der grossen baltischen Endmoräne stückweise während des Rückzuges des Eisrandes bis zur Erreichung der später zu beschreibenden mecklenburgisch-pommerschen Zwischenendmoräne gebildet wurde. Die Åszone beginnt mit einigen, die Endmoräne bei Waren durchsetzenden Talfurchen und unbedeutenden kamesartigen Bildungen. Innerhalb des Endmoränenbogens liegen im Depressionsgebiete des Torgelower und Varchentiner Sees nur kurze verstreut liegende Åsrücken; weiter nordwärts erreicht der Åszug eine immer vollkommeneren Ausbildung und endet in der Kameslandschaft bei Leistenow der mecklenburgisch-vorpommerschen Zwischenendmoräne. Die nach NO wachsende Beteiligung des Geschiebeglacials am Aufbau der Åsrücken ist in der Verlangsamung des Eisrückzuges bis zur Erreichung der Stillstandlage zu suchen.

Eine gute Vorstellung von der Entwicklung eines Gemengeås lässt sich auf Grund der zahlreichen durch Bohrungen ergänzten Profile (Taf. 1—3) vom Baggendorfer Ås gewinnen. Es lassen sich 8 Åskerne unterscheiden, die annähernd mit den Buckeln des Rückens zusammenfallen und von den zwischenliegenden Teilen sich durch grösseren Kiesreichtum auszeichnen. Die vier Åskerne (3—6 der Fig. 8) keilen nach N hin — auch No. 4 nach 3 hin, trotzdem in der Zeichnung dies nicht sichtbar ist —, und die zwischen und über ihnen

liegenden Sande gleichfalls nach S hin in einander aus. Die liegenden Kiese, welche teils direkt den Geschiebemergel bedecken, teils eine Zwischenlage von grauem, tonigen Sand besitzen, nehmen von Äskern 5 nach N an Mächtigkeit ab, sodass sie bei 4 durch eine, bei 3 durch mehrere Sandlagen von den hangenden getrennt werden. Nach 2 hin keilen sie vollständig aus unter Zunahme der hangenden Sandschichten. Dasselbe Bild, wenn auch nicht so deutlich wiederholt sich in den Buckeln 6—8, in welchen der Kies ebenfalls nach S hin zunimmt und, nach N sandiger werdend, im Liegenden des Kernes 5 verschwindet.

Aus dieser Wiederholung in der Ablagerung des Materiales könnte man auf 3 Phasen in der Entwicklung schliessen, während welcher die Hauptanhäufung von Kies in den Äskernen 2, 5, 8 stattfand und in ihrer Grösse in den Kernen 7, 4 und 1, sowie 6 und 3, allmählich nach Norden hin abnahm. Es liegt nun nahe, die Hauptakkumulation der Kieskerne 2, 5, 8 in das Gletschertor zu verlegen, von welchem nach rückwärts in den tieferen Teilen des Kanales die Ablagerung langsam abnimmt und einer Erosion des Flussbettes Platz macht. Eine weitere Stütze findet diese Annahme durch die dreifache Wiederkehr echt terminaler Akkumulation, nämlich bei 3 und 6 einer Geschiebepackung (Taf. 4 und 5), sowie bei 8 eines blockreichen Geschiebelehms. Da ihre Ablagerung unmittelbar am



[diagonal lines] Geschiebelehm [cross-hatch] Blockpackung [dots] Kies [dotted] Gr. Sand. [horizontal lines] Sand. [wavy lines] Thon.

Massstab: Länge 1 : 5000; Höhe 1 : 5000

Rande des Eises stattfand, muss die Bildung der grossen Kieskerne 2, 5 und 7 in das Gletschertor fallen. Bei dem Åskerne 6 geht die Geschiebepackung in eine Bank von durch Druck geschieferten Geschiebemergel über, unter welchem die intramoränen Sande in der Richtung des Rückens umgebogen, und vor welchem die Kiesschichten in gleicher Weise aufgestaucht sind. Diese Erscheinung liesse sich vielleicht auf ein eingetretenes Aufsitzen des Eises auf die Åsbildung zurückführen. Das Vorhandensein von Ton und Feinsanden im Åskerne 4 und in der Mulde zwischen 4 und 5 (Taf. 1, 2 und Fig. 9) und die sehr ungeordnete und wenig hervortretende Schichtung zwischen 5 und 6 (Taf. 3), wie schliesslich die Geschiebesandbedeckung zwischen 6 und 7 liessen sich durch eine Stagnation der abfliessenden Gletscherwasser infolge einer Verkleinerung des Gletschertores durch die fluvioglaciale und terminale Akkumulation oder durch Einsturz des Tunneldaches deuten. Mit dem darauf folgenden Rückzuge des Eises passierten allmählich die Kerne 5, 4, 3 u. s. w. das Gletschertor, wobei sich in derselben Weise die Ablagerung von Kies in geringerer Mächtigkeit wiederholte. Durch diesen Vorgang erklärt sich auch die Trennung der hangenden Kiese von den liegenden im Åskern 4 durch eine Zwischenlage von Sand und durch mehrere, sowie von sandigem Ton im Åskern 3. Bevor aber der Åskern 5 sich im Gletschertor bildete, musste bereits im tieferen Teile des Tunnel der durch Druck geschieferte Mergelrücken des Åskernes 4 aufgedrückt sein; denn nach der Aufschüttung des Kieskegels von 5 und 4 erfolgte eine Mergelrückenpressung auf der SO-Seite des Rückens. Da dieser Geschiebemergel von dem Sande und sandigem Tone im mittleren Teile bedeckt wird, muss er entstanden sein, bevor die obere, ungestörte Kiesablagerung bei 4 einsetzte. In dem Augenblicke, in welchem nun der Åskern 3 das Gletschertor erreicht hat, wiederholt sich der geschilderte Vorgang. Für das Baggendorfer Ås lässt sich also der Beweis erbringen, dass es sich während des Rückzuges des Eises allmählich aus stückweisem Hintereinanderreihen der Akkumulationsprodukte innerhalb eines erodierten, submarginalen Kanales entwickelte.

Die Entwicklungsgeschichte der Äsar- bildungen.

Wenn die Äsar Rückzugsgebilde des Eises sind, erhalten wir beim sich zurückziehenden Eisrande folgenden Entstehungsvorgang der Äsarbildungen. Unter normalen Verhältnissen divergieren die Bewegungsfäden; die Möglichkeit der Existenz eines subglacialen Tunnels ist somit die denkbar günstigste, da der Schub des Eises sich von ihm abwendet. Gleichzeitig ist die Breite der schwellenden Randzone am grössten und die Herausbildung eines sehr langen Tunnels nicht ausgeschlossen. Mit der zunehmenden Flachheit des Gebietes wächst ausserdem die Breite der Randzone, sodass der Einfluss der Eisbewegung dort ein immer geringerer wird und die der Wasserbewegung innewohnenden Kräfte gegenüber denjenigen des Eises in den Vordergrund treten. Auf diese Weise werden die Äsströme befähigt, immer selbständiger ihre Betten nach der einen oder anderen Seite der Bewegungslinie des Eises zu verlegen. Zugleich vermindern sich Wassermenge und Gefälle, sodass die Stromgeschwindigkeit nur unbedeutend wird. Infolgedessen treten die Erscheinungen der Seitenerosion deutlicher hervor, welche sich in einem stärkeren Serpentinisieren des Stromlaufes und in der Ablagerung zeigen.

Die Akkumulation dürfte in flachen Gebieten nicht nur im Gletschertor und in dessen Nähe vor sich gehen, sondern im grössten Teile des ganzen Stromlaufes, mit Ausnahme vielleicht seines Oberlaufes. Es wird darum in dem allmählich sich erhöhenden Äs eine Differenzierung seiner einzelnen Teile in Äskernen und anders gebauten Zwischenstücken nicht sonderlich zum Ausdruck gelangen, d. h. es wird ein normales Sand- oder Rollsteinäs mit flachwelliger Lagerung seiner bald mehr, bald weniger stark sortierten Geröllsandschichten gebildet. In diesem Falle müssen die Rücken lang und gleichmässig gebaut und der Gesamtverlauf den höchsten Grad der Vollständigkeit erreichen. Die Möglichkeit eines Eingriffes der Eisbewegung durch glaciale

Akkumulation ist so gut wie nicht vorhanden, deshalb fehlen fast in solchen Gebieten sowohl Mergeleinpressungen, wie Stauungserscheinungen; nur terminale Akkumulation und zwar auf dem Kamm der schon fertig gebildet im Gletschertore erscheinenden Rücken kann eintreten.

Eine gewisse Abänderung dieser Art der Äsbildung muss in ebenen oder beckenartigen Gebieten stattfinden, welche sich vor grösseren Höhen ausdehnen, sodass sich der Vorlandtypus des Inlandeises ausbildet. Dann kann die Divergenz der Bewegungslinien soweit wachsen, dass eine scheinbare oder wirkliche Stagnation des Eisrandes zustande kommt. Ein Rückgang des Eises veranlasst nur eine Rückwärtsbewegung der Eisschmelzzone, sowie der Tunnel, sodass bei fortgesetzter Akkumulation stellenweise die Tunnel zugefüllt werden, und unter Umständen die Wasser, falls ihnen kein neuer sub- oder inglacialer Abfluss geboten wird, ihren Weg über die Eisoberfläche zum Rande hin suchen müssen. In diesem Stadium steht heute z. B. der Malaspinagletscher Alaskas, von dessen Äsablagerungen früher die Rede war.

Etwas anders verläuft die Äsbildung beim Passieren eines in der Stromrichtung geneigten Gebietes, indem während des Eisrückzuges eine weitere Divergenz der Bewegungslinien eintritt. Der Eisrand verbreitert sich, und die Existenzbedingungen der subglacialen Ströme werden durch die Verringerung der Eisstromgeschwindigkeit günstigere. Durch die grössere Boden­neigung wächst ausserdem die Geschwindigkeit der abfliessenden Wasser, und der Ässtrom erodiert sein Bett mit grösserer Unabhängigkeit von der Eisbewegung. Die fluvioglaciale Akkumulation verlegt sich mit der Beschleunigung bei steigender Boden­neigung immer mehr in die Nähe des Gletschertores. Die Ablagerung des Äsmaterials erfolgt in immer steiler werdenden Wellen, deren Amplitude zum Gletschertore hin mit der Stromgeschwindigkeit wächst, deren Anzahl abnimmt, und aus denen durch Hintereinanderreihung während des Eisrückzuges ein mehr oder weniger vollständiger Äsrücken hervorgeht.

Mit Erreichung dieses Stadiums hat auch der Grad der

Aufbereitung seinen Höhepunkt erreicht, Kies- und Sandschichten wechseln bankweise, diskordant über- und nebeneinander in verschiedenen Korngrößen miteinander ab, und oft mögen die Äskerne auf der proximalen Seite gröberes Material als wie auf der distalen besitzen. Die grössere Stromgeschwindigkeit bewirkt grössere Unregelmässigkeiten im Bau, erzeugt Denudation schon abgelagerter Schichten und Akkumulation an anderer Stelle.

Im Grossen und Ganzen müssen sich dieselben Wirkungen in Gebieten geltend machen, welche gegen den Sinn der Eisbewegung ansteigen. Hier nimmt mit der Verringerung der Divergenz der Bewegungslinien die Breite der schwellenden Randzone ab, sodass ebenfalls eine Vermehrung der Wassermenge und wegen ihrer Konzentrierung auf einem nur kurzen Ässtrom eine Vergrösserung der Stromgeschwindigkeit bewirkt wird. Die mit Heftigkeit hervorgestossenen Wassermassen tragen ihre Schotter mit noch grösserer Vollständigkeit zum Gletschertore, in und vor welchem dieselben zum Absatz gelangen. Oft werden die Mündungen mit Schuttmassen verstopft werden, sodass seitwärts daneben neue Öffnungen geschaffen werden. Da die neuen Äskerne sich infolgedessen seitlich ansetzen, wird der entstehende Rücken einen gewundenen Verlauf haben. Diese den grossen Serpentinien superponierte Schlängelung der Rückenlinie ist demnach bei grossen Stromgeschwindigkeiten am stärksten, jedoch wäre nicht ausgeschlossen, dass eine ähnliche Erscheinung als Folge einer Seitenerosion oder eines vielleicht ungleichmässigen Rückschmelzens des Eisrandes Platz greift.

Hierdurch liesse sich auch eine Erklärung anfügen für das von de Geer¹⁾, besonders in der Gegend von Stockholm erwähnte „Verwerfen“ (»kasta«) des Äs gewinnen, womit ein Aufhören und ein Wiederbeginnen unter Verschiebung verstanden wird, wobei an zwei Äshügeln sogar schiefe Deckung der Enden eintritt und zwar ist das Äs immer so „verworfen“, dass der nördliche Hügel westlicher, als der südliche fortläuft.“ Diese seitliche Verschiebung des Äskernes nach W hin er-

1) 1897. S. 383. 2) S. 384.

klärt de Geer²⁾ daraus, dass der Eisrand, wie dies aus dem Verlauf der Endmoräne hervorgeht, nach dieser Seite schneller abschmolz und sich so, zusammen mit seinen Gletschertoren nach SO hin verschob, während die Ströme in etwas schräger Richtung gegen den Eisrand hervortraten.

Eine Erklärung aber dafür, dass die Åsar in einem grossen, flachen, in der Eisbewegung sich neigenden Becken, (z. B. im Mälarbecken,) sich im oberen Teil des Gebietes als lange Rücken von charakteristischer Bauart, in dem unteren als kurze und oft unterbrochene Züge entwickeln, ist in der anfangs zunehmenden, weiterhin wieder abnehmenden Divergenz der Bewegungslinien zu suchen.

Eine derartige Beeinflussung muss auch bei Åsar in mit der Stromrichtung ansteigenden Gebieten (z. B. Finland) vorhanden sein, da die Geschwindigkeit der Eisbewegung in der nur schmalen Randzone, gegenüber den flachen Gebieten, grösser ist. Die subglacialen Tunnel sind daher leicht Verdrückungen ausgesetzt, sodass Stauchungserscheinungen, Ablagerung von Mergel durch ein erneutes Aufsitzen des Eises möglich werden, umso mehr wenn Eisbewegung und Gefälle sich kreuzen.

Die eigentlichen Ursachen der Störungen der fluvioglacialen Ablagerungen beruhen jedoch meistens wohl nicht auf den normalen Bewegungsvorgängen, sondern auf Geschwindigkeitsschwankungen. Der Eisrückzug wird nur selten kontinuierlich sein, sondern es wird durch periodische Veränderungen der Niederschlagsmengen bald der Rücken, bald die Sohle einer Schwellung in die Randzone gelangen und in ihr bald eine Hebung, bald eine Senkung der Oberfläche hervorrufen. Eine Schwellung des Eisrandes bedeutet für den Eisrückzug eine Verlangsamung und geringere Divergenz der Bewegungsfäden, sodass durch das Zusammenrücken derselben die Existenz der subglacialen Tunnel gefährdet wird, besonders, wenn die Schwellungen sich in kurzen Zwischenräumen oder mit gesteigerter Mächtigkeit wiederholen. Im letzten Falle kann es zu einem Stillstande des Eisrandes und selbst zu einer Konvergenz der Bewegungslinien führen, was einen vollständigen Schluss der subglacialen Kanäle und

eine allgemeine Mergelauf Lagerung auf den Åsrücken zur Folge haben würde.

Das Auftreten randlicher Schwellungen erklärt nicht nur Mergelablagerungen und Glacialstauchungen und bei Eintritt eines Stillstandes des Eisrandes selbst Ablagerung echt terminaler Geschiebepackungen, sondern auch die Einpressungen des Untergrundes in die vorhandenen Kanäle, wie sie von den Stauåsar beschrieben wurden. Je nach dem Grade des Seitendruckes muss die Aufwölbung des Untergrundes grösser oder kleiner sein, steigert sich aber nach dem Rande des Eises hin beständig, wo der Druck am stärksten in dem Augenblicke ist, in welchem der Kamm des Schwellungsrückens diese Stelle erreicht. Auch der Grad der Nachgiebigkeit des Untergrundes wird die Grösse und Entfernung des Anfanges der Aufpressungszone vom Eisrande bestimmen. Beim Eintritt derartiger Strömungsdifferenzen können selbstredend neben inframoränen Bildungen auch die vorher abgelagerten fluvioglacialen durch die Aufstauchung in Mitleidenschaft gezogen werden, wie dies besonders schön in dem Gnoien-Thürkow-Reinshäger Ås zu sehen ist. Einfache sattelförmige Bildungen kommen neben einer vollständig fächerförmigen Aufrichtung und einseitiger Steilstellung zusammen mit Verwerfungen und vollständiger Zerstückelung von Schichtenverbänden vor. Obwohl bei den Stauchungen des Fluvioglacialen nicht immer eine Mergelanlagerung beobachtet wird, ist dieses dennoch genetisch als intramorän zu bezeichnen. Das Vorkommen von intra- und inframoränem Materiale schliesst dasjenige von supra- moränem nicht aus, da sich der subglaciale Strom trotz der stattgefundenen Kanalverengung über oder an den Seiten der Staurücken seinen Weg bahnen, dort erodieren und akkumulieren kann.

Die von Madsen gegebene Erklärung der dänischen Åsar mit einem gestauchten Beta-Lager und einem ungestörten Alpha-Lager gewinnt nach dieser Betrachtung der Åsentwicklung an Klarheit. Eine Transgression des Eisrandes anzunehmen, ist, wie aus den Darlegungen hervorgeht, nicht mehr notwendig, es genügt eine einfache Erhebung des Eisrandes nach Zeiten grösseren Schneefalles, um innerhalb des Tunnels

Stauchungen des Fluvioglacialen und Anlagerung von Geschiebemergel zu bewirken. Mit der beginnenden Abschwellung des Randgebietes aber stellen sich mit der wiederum wachsenden Divergenz der Bewegungslinien die alten Existenzbedingungen für den subglacialen Strom wieder her, sodass der erdrückte Kanal wieder erweitert, das gestauchte Beta-Lager denudiert und aus dem dadurch gewonnenen Materiale eine neue Ablagerung, das Alpha-Lager stromabwärts gebildet wird. Somit wäre das Beta-Lager das intramoräne, das Alpha-Lager das supramoräne Fluvioglacial des Äs.

Das Hauptmoment, welches immer wieder gegen die subglaciale Theorie vorgebracht wird, ist die Unmöglichkeit eines langen Tunnels unter einem sich bewegenden Inlandeise. Bekanntlich kennt man aber nicht nur sub- und inglaciale Bäche (Alpen, Norwegen), sondern auch gewaltige Bodenströme unter einem strömenden Inlandeise, nämlich auf Island. Wenn also einige Autoren glauben, dass gewisse Äsar Amerikas sich nur durch Hintereinanderreihung einzelner Ässtücke während eines allmählichen Rückganges des Eisrandes erklären lassen, so sahen wir, dass dafür ebenso wie bei dem superglacialen die gleichen Bedingungen auch beim submarginalen Schmelzwasserstrom erfüllt werden. Crosby¹⁾ würde aber wohl nicht ein so eifriger Verteidiger der superglacialen Hypothese sein, wenn er die Theorien europäischer Autoren berücksichtigt hätte. Dies gilt ebenfalls von seinen veralteten Auffassungen über die Eisbewegung. Durch die Annahme einer submarginalen Bildung der Äsar, in bald kürzeren, bald längeren Teilstücken entsprechend den Strömungsverhältnissen im Eisrandgebiete erklärt in hinreichend vollkommener Weise die gesamte äussere und innere Morphologie der bekannten Äsbildungen.

Rollsteinfelder und Kames sind nach ihren innigen morphologischen Beziehungen zu den Äsar auf die gleiche Entstehungsart zurückzuführen.

Breiten sich Äsar zu Rollsteinfeldern aus, ist ent-

1) A. a. O. Proceed. Boston 1902 S. 375—411.

weder kein subglacialer Tunnel zur Ausbildung gelangt oder beim Vorhandensein eines solchen duldet er, vielleicht weil der hydrostatische Druck der Wassermassen zu gross war, eine Ablagerung in demselben nicht. In beiden Fällen breiten sich die Geröllsandmassen vor dem Eisrande feldartig aus.

In gewisser Beziehung genetisch verwandt sind die Rollsteinfelder mit den die Äsar begleitenden Geröllsandbildungen, da sie nach dem Austritt der Äsar aus dem Kanale durch die abfliessenden Schmelzwasser unter geeigneten Verhältnissen auf ihren Seiten aufgeschüttet wurden. Erosion der Äsgräben und deren Ausfüllung mit Sanden bezeichnen ihre erste Phase. Grössere Massen von Geröllsanden häufen sich bei vertiefter Äszone darum nicht selten terrassenartig an den Flanken des Äs an oder werden durch Mulden und Schluchten von ihm getrennt. Das Landschaftsbild ist im Verhältnis zur Wasserkraft bald unruhig, grubig und kuppig, bald flachwellig bis eben. Dementsprechend ist das Material teils ein gut aufbereiteter Geröllsand, teils wenig bearbeitet und lehmig.

Findet auf dem Eisrückzuge ein Stillstand statt, muss sich naturgemäss das Eismaterial an der Tunnelmündung häufen, sodass das Gletschertor verstopft und infolgedessen nach seitwärts verschoben wird. Durch die mehrfache Wiederholung dieses Vorganges entstehen Gruppen von mehr oder weniger steilen Kuppen, über welche und zwischen welchen der Ässtrom seinen Weg sucht. Je nach der Länge des Stillstandes wird eine Kameslandschaft mit immer längerer Ausdehnung parallel dem Eisrande gebildet. Von dieser marginalen Kameslandschaft unterscheidet sich die radiale durch eine Hintereinanderreihung der Kuppen und Rücken, was auf einen langsamen Rückgang des Eisrandes hinweist. Durch diese bald mehr Äs- bald mehr kamesartige Radialkameslandschaft wird ein mannigfaltiger Übergang zwischen Rückzugs- und Stillstandsgebilden des Eises vermittelt. Da die Kameslandschaft also, sozusagen, eine auf flächenartigem Raume zusammengedrückte Gruppe von isolierten Ässtücken darstellt, muss ihr Aufbau im

Grossen und Ganzen äsartig sein und ausserdem Eigenschaften der Rollsteinfelder aufweisen. Sie ist also unter Umständen als ein durch grössere Akkumulation verstärktes Rollsteinfeld aufzufassen, zu welchem die Rollsteinplateaus, Kame- und Kesselfelder Übergänge bilden. Je mehr die Kames vor oder unter einem beinahe vollständig stationären Eisrande entstanden sind, müssen sie deutlicher hervortretende Eigenschaften einer echt terminalen Akkumulation aufweisen. Dadurch erklärt sich sowohl das Auftreten echter Geschiebe- und Geröllpackungen, sowie der Mergeleinpressungen auf der dem Gletscher zugewandten Seite, der mehrfachen Überlagerung der Geröllsand-schichten durch Mergelbänke und der verschiedenartigen Stauchungserscheinungen.

2. Geschiebelehmbildungen.

Drumlins und andere Geschiebehügel.

Ausser den Geröllsandhügeln treten in der Grundmoränen-landschaft als reliefbildende Elemente Geschiebelehmhügel auf, unter welchen die gruppenweise auftretenden Drumlins eine charakteristische flachwellige Geländeform darstellen. Das Landschaftsbild erinnert durch das Hinter- und Nebeneinander-reihen in meist mehr oder weniger parallelen bis fächerförmigen Zügen an eine getriebene Schweineherde. Die Drumlinge-biete nehmen gegenüber den Grundmoränengebieten nur einen kleinen, engbegrenzten Bezirk ein und scheinen sich gern innerhalb der Endmoränenzüge auszubreiten, zu welchen sie in ihrer Ausdehnung und Höhe Übergangsgebilde darstellen.

Die Gestalt der Drumlins ist elliptisch, während Rund-linge selten sind; Längs- und Querachse stehen in dem Ver-hältnisse von $1 : 2\frac{1}{2}$ bis 8, wobei die Länge kaum mehr als 1 km beträgt, und die Höhe nur selten 30 m erreicht. Die Flanken sind nicht selten terrassiert, meist steiler als die Enden geböscht, und letztere besitzen in der Bewegungsrichtung des Eises eine steilere Stoss- und flachere Leeseite. Unter-einander sind die Drumlins seitlich durch Isthmen aus Grund-

moräne verbunden „zu scharf in der Bewegung des Eises gekerbten Biskuitformen der Isohypsenkarte.“¹⁾

Die Drumlins bestehen hauptsächlich aus Grundmoräne und daneben bald mehr, bald weniger mächtiger Innenmoräne. Sie enthalten öfter einen Kern aus inframoränen Bildungen, besonders fluvioglacialen, welche Hügelreste oder Aufpressungen des Untergrundes durch einen seitlichen Druck darstellen. Nicht selten besitzen sie Einragungen von Sedimentgebirge im Innern oder an der Stosseite, welches sich gleichsam als „crag“ zum „tail“ von Mergel verhält. Der Richtung der Gletscherschrammen und Rundhöcker laufen sie parallel, erleiden durch Anlagerung an die Grundgebirgsauftragungen keine Veränderungen.

Aus unserem Gebiete wurden von A. Baltzer²⁾ (1899) die Hügelrücken von Jasmund auf Rügen als Drumlins angesprochen, indem er auf ihre grosse Ähnlichkeit mit denjenigen der Umgebung des Bodensees und Rhônegebietes hinweist. Von R. Credner³⁾ (1893) wurden sie als das Spiegelbild des nach bestimmten Spaltsystemen schollenartig zerstückelten Kreidehorstgebietes mit Geschiebelehmbedeckung erklärt. Diese Auffassung Credners sucht Baltzer durch einige Argumente zu widerlegen, gibt den schollenartigen Aufbau Jasmunds für die Gebiete des Ufersteilrandes zu, glaubt aber nicht an eine Verlängerung der Spalten nach dem Innern und spricht der Tektonik einen wesentlichen Einfluss auf die Oberflächengestaltung ab, mit Ausnahme des Randgebietes. Trotzdem die Behauptungen Baltzers, wie mir scheint, die Auffassung Credners, von dem im wesentlichen tektonischen Ursprung der Oberflächenformen Jasmunds nicht haben erschüttern können, habe ich dennoch den Aufbau einer nochmaligen Revision unterzogen und durch

1) J. Früh: Die Drumlinlandschaft mit spezieller Berücksichtigung des alpinen Vorlandes. (Bericht über die Tätigkeit der St. Gallisch. Nurturw. Gesellsch. 1894/95, St. Gallen 1896.) S. 395.

2) Zeitschr. d. D. geol. Gesell. LI. Berlin 1899. H. 4, S. 556—570.

3) Rügen, eine Inselstudie. (Forsch. z. d. Landes- und Volkskunde, Bd. 7, H. 5, Seite 371—494.) Stuttgart 1893.

weitere Untersuchungen vervollständigt, die dank der Unterstützung von Seiten des Kgl. Oberpräsidiums in ausgedehntem Masse zur Ausführung gelangen konnten. Seit einer Reihe von Jahren wurden von mir die Uferprofile photographiert, aufgezeichnet und zu einer Uferprofilzeichnung im Masstabe von 1 : 1000 zusammengestellt. Die Untersuchungsergebnisse, welche hier nur eine kurze Erwähnung finden können, entsprechen den Auffassungen Credners, weshalb hier nur auf folgende nicht zutreffende Schlüsse Baltzers hingewiesen werden soll. Baltzer führt aus: „Ausser den bekannten ca. NNW--SSO streichenden Verwerfungsspalten der Ostküste lassen sich im Innern von Jasmund eigentliche Spaltensysteme nicht nachweisen.“

Nur einzelne Sprünge und unwesentliche Verwerfungen wurden bisher konstatiert.“ Die Untersuchungen im Steilufer haben unzweifelhaft ergeben, dass ausser den NNW—SSO-streichenden Verwerfungen am Wissower- und Schnaksufer und N—S-lichen am Fahrnitzer- und Kieler-Ufer schon bei letzterem, dann am Bläs-, Hüllen-, Brink- und Kollicker Ufer, sowie weiter bis Stubbenkammer und nach Lohme WNW—OSO-liche mit Abweichungen nach W—O vorhanden sind, ausserdem von Sassnitz nach Dwasiden NO—SW-liche. Die Sprunghöhe dieser Verwerfungen beträgt nicht, wie Baltzer meint, nur wenige Meter, sodass ihre Höhe zur Erklärung der Hügelrücken, im Innern des Landes nicht genügt, sondern erreicht öfter Beträge von 60—80 m, entsprechend dem steigenden und fallenden Neigungswinkel der Überschiebungsfläche. Schon am Kieler Ufer beginnt das W—Ö-liche System neben dem N—S-lichen, mit geringer Sprunghöhe und gewinnt im Königsstuhl mit steil einfallender Spalte in der Schlucht der Golgathaquelle seine grössten Beträge, die nach Lohme hin wieder abnehmen. Die Überschiebung erfolgte diesen Verhältnissen entsprechend S-lich von Stubbenkammer durch einen nach N gerichteten Schub, N-lich von hier durch einen nach S gewendeten. Die aufgeschobenen Schollen stellen daher in ihrer Gesamtheit ein von Stubbenkammer aus nach beiden Seiten abfallendes Dach dar und gruppieren sich, dachziegelförmig übereinander greifend, nach N und S. In der-

selben Richtung verlaufen ihre durch Schleppung entstandenen, einwärts gekrümmten Schichtenumbiegungen, welche durch Stauchungen innerhalb der Scholle bisweilen zu mehrfach auf- und abgewundenen Fältelungen geführt haben.

Sind die Ursachen dieser Schollenzerstückelungen nun rein tektonischer Natur oder sind durch Eisdruck alte Spalten wiederbelebt, wie W. Deecke¹⁾ meint, oder aber sind sie in ganz anderen Erscheinungen zu suchen, darüber lassen sich nur mehr oder weniger berechnete Vermutungen aussprechen, auf welche ich hier nicht eingehen will.

An dieser Stelle mag auch folgende Behauptung Baltzers näher erörtert werden: „Dagegen kommen am Lenzberg, am Strand nördlich von Sassnitz, bei Lanken etc. Faltungen vor, die ich nicht als Stauchungen absinkender Schollen auffassen möchte, sondern als unabhängig von den Verwerfungen entstandene Faltung. Die Tektonik Jasmunds ist, soweit tatsächlich Aufschlüsse vorhanden sind, im Innern mindestens ebensoviel durch einzelne Faltungen wie durch Verwerfungen charakterisiert.“ Alle von Baltzer bezeichneten selbständigen Faltungen haben bei der näheren Untersuchung ergeben, dass sie mit Spalten in Verbindung stehen; so gehört z. B. zu derjenigen vom Damenbade bei Sassnitz eine Überschiebungsfläche in der Schlucht bei den Prinzlichen Blockhäusern. Zu der im Hansemannschen Bruche am Lenzberge beobachteten Faltung ist zu bemerken, dass seit einigen Jahren auf der Sohle des Bruches ein aufragender Keil von Diluvium sichtbar wurde und an anderer Stelle in einem kleineren Seitenbruche die Spalte in eine kleine Überfaltung übergegangen ist, welche das linsenförmig eingeschlossene Diluvium zur Hälfte überdeckt. Keilförmige Einragungen von Diluvialschichten von unten in die Kreide kommen an verschiedenen Stellen des Steilufers vor, z. B. am Fusse des Königsstuhles und auf der Südseite des Lenzer Baches, wo sie offenbar mit dem in der Schlucht anstehenden Diluvium einst in Verbindung gestanden haben. Diese

1) Geologische Miscellen aus Pommern; 3. Tektonik und Eisdruck. (Mitteil. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern und Rügen zu Greifswald. 35. Jahrg. 1905.)

keilförmigen Eintreibungen von unten sind auf nachträgliche Abbrüche von der liegenden Scholle durch die Überschiebungsvorgänge aufzufassen, ähnlich vielleicht, wie sich auf Møen mit den grösseren Verwerfungen Reibungsbreuzien auf den Spalten gebildet haben.

Baltzer hat sich aber in der Grösse dieser Faltungen täuschen lassen. Da die Schichten nämlich, besonders die am Gakower-Ufer, unter einem spitzen Winkel zum Streichen geschnitten sind, musste sich das Grössenverhältnis der in Wirklichkeit nur unbedeutenden Fältelungen durch die Auseinanderziehung des Profiles verlängern. Im Steilufer Arkonas ist diese Verzerrung an der Jaromarsburg sehr deutlich wahrzunehmen, da die flachsattelförmige Schichtenaufbiegung fast ganz eine Folge des schief zum Streichen gerichteten Schnittes und der Abrundung des Ufers ist, ebenso die weiter N-lich beim Pegelhaus endigende etwas flachere Aufbiegung der Kreideschichten.

Während die hangenden Schollen einer Überschiebung eine stärkere Sattelbildung zeigen, je mehr der durch sie gelegte Querschnitt mit dem Winkel zur Streichrichtung sich verkleinert, vergrössert sich in derselben Weise die Muldenbildung der liegenden durch eine Verlängerung und Verflachung, wie dies z. B. bei den Wissower Klinken, am besten aber im Steilufer bei der Fahrnitzer Rinne zu sehen ist. Die Schichtenumbiegung der Stubbenkammerscholle ist ebenfalls nicht als Teil eines Gewölbeschenkels einer echten Faltung, sondern wegen des Zusammenhanges mit dort auftretenden Überschiebungsflächen als Stauchung innerhalb einer aufgeschobenen Scholle aufzufassen.

Baltzer hat recht, wenn er sagt, dass in den Aufschlüssen im Innern des Landes ausgedehnte Verwerfungen und Spalten kaum zu beobachten sind, jedoch irrt er sich, wenn er meint, dass nach Einzeichnung sämtlicher Randspalten in die Karte diese „nicht von Ferne hinreichen, um eine tektonische Grundlage für die hunderte von Hügelrücken zu geben¹⁾“. Würde Baltzer diesen Vorschlagselbstausgeführt haben, hätte er gesehen, wie, besonders vom Kieler Ufer an nordwärts, eine auffallende

1) S. 568.

Übereinstimmung zwischen den Spaltsystemen und den randlichen Hügelrücken, welche sich direkt an diejenigen nach dem Innern anschliessen, besteht. Die Überschiebungsflächen fallen nämlich vorwiegend in die vorhandenen Täler oder aber auf den einen Abhang des Hügels; letzteres scheint besonders dann der Fall zu sein, wenn ausgedehnte, faltenartige Schleppungen in der hangenden Scholle auftreten. Da aber die liegende Scholle im unmittelbaren Anschluss an die Aufschiebungsfläche das verworfene Diluvium enthält, lassen sich aus der Verbreitung der interglacialen Sande für das Innere des Landes die Spalten feststellen. Die Untersuchung der Hügelrücken und Senken im Innern ergab nun, dass diese Sande vorwiegend in den Senken oder auf den Seiten der Hügel, die Kreide und die unteren Mergel in demselben anstehen. Besonders gut machen sich diese Verhältnisse in dem Gebiete zwischen Wittenfelde, Promoisel und Hagen geltend.

Gleiche Schlüsse lassen sich aus der abwechselnden Beteiligung der Kreide, des unteren Diluviums und der über dem mittleren Geschiebemergel liegenden Kiesschichten ziehen, welche das höherliegende Gebiet des Kreidehorstes, vor allem nach S umgeben. Ein solches Bild gewinnt man z. B. in den Crampasser Bergen, sodass wir für deren Bildung eine Überschiebung an NO—SW laufenden Spalten annehmen müssen, auf welchen die Kreide von NW her hinaufgedrückt ist. Der gleichen Erscheinung begegnet man im Lenzberge, wenn auch nicht in so ausgesprochener Weise. Beziehungen der Hügelrücken zu den Spaltsystemen ergeben sich auch aus den Verhältnissen in dem nach N hin an die Crampasser Berge sich anschliessenden Gebiete des Schlossberges und Beckenberges, zwischen welchen sich die NO—SW-Spalten mit den N—S-lichen schneiden und in der Rognick ein Senkungsfeld bilden, sodass in dieser Sumpfwiese ein Wasserabfluss zugleich nach dem Lenzer Bache und Steinbache existieren kann. Auch die W—O-lichen Spalten machen sich in ihren Ausklängen hier bemerkbar. A. v. Könen¹⁾ weist schon 1886 auf den Zusammenhang dieser Hügel mit dem Gebirgsbau hin.

1) Jahrb. d. Kgl. preuss. Geolog. Landesanst. für 1886. Berlin 1887 S. 1.

Es müssen also Credners Untersuchungsresultate über die Gestaltung Jasmunds bestehen bleiben, die er in dem Satz¹⁾ ausspricht: „Das gesamte Landschaftsbild der Halbinsel trägt unverkennbare tektonische Züge. Nicht nur in den Hauptformen des Bodens spiegelt sich der Bau des Grundgebirges in Gestalt horstartiger Aufragungen deutlich wieder, sondern auch die feinere Gliederung derselben, ihre Ausstattung mit Hügelrücken, mit Senkenreihen und Talzügen ist das Gesamtergebnis von Vorgängen, welche mit der Tektonik des Grundgerüsts in kausalem Zusammenhang stehen.“

Dass das Gebirgsrelief aber Umgestaltungen durch die Bewegungsvorgänge des letzten Inlandeises erfahren hat, wird keineswegs in Abrede gestellt, ist auch aus den glacialen Erosions- und Stauchungserscheinungen genügend ersichtlich, und es kann sogar zugestanden werden, dass neben aus einer Überkleidung der schollenartigen Aufragungen mit Geschiebemergel hervorgegangenen Hügeln ganz oder teilweise aus oberer Grundmoräne bestehende, ferner solche aus zusammengeschobenem älteren Diluvium vorkommen. Ausser einer allgemeinen Denudation der zerstückelten Oberfläche werden Vertiefungen der Tal-furchen, in welchen vorwiegend die interglacialen Sande liegen, stattgefunden, doch die Schollenstreifen im allgemeinen nur eine Anlagerung von oberem Mergel erfahren haben; wie der Kreidehorst Jasmunds als Ganzes, stellt jedes seiner Schollen im besonderen ein „crag“ dar, an welches sich ein Schweif von Geschiebemergel anschliesst. Dementsprechend steht auch die Kreide vorwiegend an den Stosseiten der Rücken am höchsten und bildet hier oft deutliche Rundhöcker. Solche Hügel sind an diesen auch steiler geböschet, als die, welche nur Mergel und Sande enthalten. Sie sind meist von einer tiefen Senke begleitet, die besonders dann bedeutend ist, wenn sich ein Querriegel einschiebt, sie hat einen gleichmässigeren, ruhigeren Gesamtverlauf, als die mit reichlicherem oberem Geschiebemergel und tragen kuppige Erhöhungen.

Schon aus den tatsächlich beobachteten, im Verhältnisse zu den Höhen der Hügel nur unbedeutenden glacialen

1) Rügen. S. 447—448.

Stauchungserscheinungen, lässt sich vermuten, dass die Rücken keine selbständigen Glacialbildungen, wie Drumlins, sein können. Wie wenig das letzte Inlandeis vermocht hat, die charakteristischen Oberflächenformen des Sedimentgebirges zu verwischen, geht klar in anderen Gebieten Rügens hervor. Der Kreidehorst von Arkona besteht aus mehreren NW—SO laufenden Schollen, von denen sich die beiden N-lichen, am höchsten liegenden gegen die S-lichen, terrassenförmig erheben. Diese in der Nähe des Leuchtturmes am schärfsten hervortretenden Terrainstufen sind trotz einer Bedeckung von oberem Geschiebemergel deutlich erhalten geblieben, ebenso die S-lich von hier an einer NO—SW-Spalte entstandene Senke bei Vitte, während nach SW hin das flachere von NW und NNW-Spalten (Varnkevitz, Schwarbe) durchsetzte Gebiet von ganz flachen NO—SW laufenden Geschiebehügeln beherrscht wird, deren Entstehung, wie später gezeigt werden soll, einem steigenden Seitendrucke innerhalb des Inlandeisstromes zuzuschreiben ist.

Die Granitz weiter besteht aus Gruppen von NO—SW und NW—SO laufenden Schollen neben solchen von NNW—SSO streichenden, wie dies aus den Lagerungsverhältnissen im Steilufer und dem Zutagetreten und der Verteilung der interglacialen, oft Kohle führenden Sande und des mittleren Geschiebemergels im Innern des Landes hervorgeht. Beide Spaltsysteme konvergieren nach dem Granitzer Ort, wo sie sich durchkreuzen und dadurch mehrfach dreieckige Absenkungsfelder bilden. Die Hauptmasse ist ein verworfener mitteldiluvialer Sand und Kies, versehen mit Einlagerungen von unteren und mittleren, aufgerichteten Mergelbänken. Über diese hinweg legt sich eine meist nur dünne Decke oberen Mergels oder häufiger an seiner Stelle verlehnte, jungdiluviale Sande und Kiese. Trotzdem an vielen Orten der umgestaltende Einfluss der Eisbewegung durch seine Schubwirkungen nach SW zu erkennen ist, blickt doch durch das Gesamtbild der Hügellandschaft der vorher bezeichnete schollenartige Bau hindurch.

Die einzelnen Teile von Mönchgut setzen sich ebenfalls aus Schollen zusammen, deren Verlauf mit demjenigen der

Einzelrücken zusammenfällt, z. B. der Göhrener Hügelzug, diejenigen von Kl. Zicker, Thiessow aus OW-lichen, die von Reddewitz, Gr. Zicker aus WNW—OSO-lichen, der Lobber und Mariendorfer aus ONO—WSW-lichen Schollen. Mit der Ansicht W. Deeckes¹⁾, diese Rücken durch Erosion der Sande zwischen stehengebliebenen Mergelschollen zu erklären, kann ich mich nicht befreunden, zumal alle von mir in den Sanden beobachteten glacialen Stauchungen vereinzelt und nur unbedeutend sind und mehr S-liche als W-liche Schubrichtungen aufweisen.

Noch deutlicher machen sich aber diese Übereinstimmungen zwischen dem schollenartigen Aufbau und dem Verlauf der Rücken, sowie deren Beziehung zur Eisbewegung auf Hiddensee geltend. Von A. Günther²⁾ wurde zuerst auf den schollenartigen Bau des Landes bei einer Streichrichtung der Spalten von NW nach SO hingewiesen, ohne dass jedoch von ihm der Zusammenhang mit der Bodenkonfiguration klar erkannt wurde, da er die dem NW-lichen Steilufer parallel laufenden Randspalten, deren Bildung auf eine Massenverlagerung durch einen einfachen Böschungsschub jugendlichen Alters zurückzuführen ist, als gleichwertig mit den tektonischen NW—SO-Spalten hinstellt. Auch scheint dieser Autor die NW-lichen Spalten nur aus dem Vorhandensein der Talzüge konstruiert zu haben, nicht aber aus den sichtbaren Lagerungsverhältnissen im Steilufer, welche er kaum berücksichtigt hat, desto mehr aber ganz unwesentliche Beobachtungen mit grosser Ausführlichkeit schildert. R. Credner³⁾ glaubt jedoch, dass „die äusserst wirren und komplizierten Lagerungsverhältnisse des Diluviums der dortigen Steilküste und ebenso der grösste Teil der Oberflächenformen des Dornbusch ihre naturgemässe Erklärung in intensiven Abrutschungen und Sackungen der gerade dort mannigfaltig zusammengesetzten Glacial-

1) Führer durch die Rügen-Exkursion des VII. Internation. Geographen-Kongresses zu Berlin. (Mitt. d. Geographischen Gesellschaft zu Greifswald.) S. 24.

2) Die Dislokationen auf Hiddensee. Berlin (Friedländer & Sohn) 1891.

3) Rügen S. 146.

bildungen, von welchen diese vollkommen isoliert aufragende, kleine, aber bis 70 m hohe Diluvialinsel in besonders starkem Grade heimgesucht ist," finden. Weder die Auffassung Günthers, dass die Verwerfungen postglacialen Alters seien, noch diejenige Credners, dass wahrscheinlich hier keine tektonischen Dislokationen vorliegen, hat durch meine eingehenderen Untersuchungen ihre Bestätigung gefunden. Es kommen vielmehr auf Hiddensee Verwerfungen innerhalb des Diluviumis vor, welche mit denjenigen Rügens gleichalterig sind, da der obere Geschiebemergel, sowie dessen Umlagerungsprodukte ungestört, diskordant über die zerstückelten Schichtengruppen hinweggehen neben solchen Schollenverschiebungen, welche noch bis heute durch randliche, öfter terrassenförmige Rutschungen entstehen. Die Auffassung H. Munthes¹⁾, die Lagerungsverhältnisse als glaciale Stauchungserscheinungen durch das Vorrücken des letzten Inlandeises zu erklären, ist unhaltbar, da letztere nur in sehr beschränkter Zahl und Ausdehnung beobachtet werden konnten.²⁾ Die Oberflächengestaltung verdankt vielmehr den NW—SO streichenden, verworfenen Diluvialschollen sein charakterisches Gepräge. Auf der höheren NW-Seite der Insel sind die Verhältnisse der Überschiebungen am ursprünglichsten erhalten, während das flachere Ö-liche Gebiet durch die Eisbewegung Veränderungen dadurch erlitten hat, dass die Hügel drumlinartig in der NO—SW-Richtung ausgestreckt wurden. Es ist nicht nur der Übergang der NW streichenden Rücken in die SW laufenden zu beobachten, sondern diese letzteren tragen eine zunehmende Bedeckung von oberem Geschiebemergel, der auf der Insel überhaupt nur sehr spärlich auftritt.

Aus alledem geht hervor, dass das Inlandeis auf Rügen, wie Hiddensee die Gestaltungsverhältnisse des Grundgebirges

1) Studien über ältere Quartärablagerungen im baltischen Gebiete. (Bull. of the Geol. Inst. of Uspala.) S. 41. 1895.

2) Näheres über die Lagerungsverhältnisse findet sich in der soeben erschienenen Arbeit Elbert: Über die Standfestigkeit des Leuchtturmes auf Hiddensee. (X. Jahresber. d. geograph. Gesell. zu Greifswald 1905|06.) S. 28—41.

nur unbedeutend umgeformt, aber keine echte Drumlinlandschaft geschaffen hat. Von der Tektonik, wie es scheint, unabhängige Geschiebehügel kommen jedoch im mittleren Rügen vor, wo sie in der Gegend von Garz, Samtens und Putbus der Äszone parallele NO—SW-liche Rücken bilden, welche besonders in der Gegend von Berglase und Samtens drumlinartig aussehen. Sie bestehen, soweit die ausgeführten Bohrungen (bis zu 16 m Tiefe) ergaben, aus Geschiebelehm, enthalten aber im Berglaser Holz Kerne von Kreide, die in der Äszone bei Stubben abgebaut wird. In dem Gebiete der Kames treten an Stelle dieser radialen Geschiebehügel quer zu ihnen laufende marginale, deren Entstehung auf einen kurzen Stillstand des Eisrandes hindeutet.

Die Bildung dieser drummoiden Hügel im mittleren Rügen dürfte auf Aufschüttungsvorgänge beim Eisrückzuge zurückzuführen sein, und zwar auf Seitendruck, der durch die gewölbeartige Aufragung Rügens gegenüber den angrenzenden Teilen der Ostsee entstanden sein kann. Vielleicht sind diese flachen, langgestreckten Rücken den Geschiebeäsar ähnliche Gebilde, wie sie zuerst Sederholm aus Finland beschreibt, welche ausserdem in Oldenburg,¹⁾ Holland²⁾ und Westfalen³⁾ vorkommen.

Die Drumlinlandschaften im allgemeinen dürften überhaupt durch den Eintritt von Seitendruck auf der Sohle des Inlandeises zu deuten sein. Die Ansicht Uphams,⁴⁾ dass durch

1) Diluvialstudien II, p. 19 (10. Jahresbericht des Naturw. Vereins zu Osnabrück für 1897).

2) H. van Capelle, Het Diluvium van West-Drenthe (Verhandlungen der Kon. Akad. van Wetenschappen te Amsterdam, Tweede Sectie, Deel I, Nr. 21 892); Bijdrage tot de Kennis van Friesland's bodem (Overdrukt uit het Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, Jaarg. 1890).

J. Lorie, Contributions à la géologie des Pays-Bas II. III (Archives du Musée Teyler, sér. II, vol. III (1892), p. 88 ss.)

3) Elbert, Jahrb. d. Naturwiss. 1900/1901 red. von Wildermann XVI. Jahrg. Freiburg i. Br. S. 17—21.

4) Conditions of Accumulation of Drumlins. (American Geologist X 1892 p. 339—362; Ref. in N. Jahrb. f. Min. 1894. I p. 169); The origin of Drumlins (Proceed. Boston Nat. History XXVI 1890).

Bewegungsdifferenzen der oberen und unteren Teile des Inlandeises Grundmoräne zu inglacialen, linsenförmigen Massen umgeformt würde, hat wenig Anklang gefunden, steht ausserdem im Widerspruch mit den Bewegungserscheinungen des Eises. Auf welchem Wege sich aber die Drumlins subglacial auf der Sohle des Eises bilden, ob durch Erosion,¹⁾ Akkumulation²⁾, sowie durch ähnliche oder kombinierte Vorgänge, darüber herrschen bei den Glacialisten grosse Meinungsverschiedenheiten. Ich beschränke mich hier darauf, wie nach meiner Auffassung an der Hand der gegebenen Theorie der Eisbewegung ihre Entstehung zu denken ist.

Das Inlandeis während der Rückzugsperiode erodirt in seiner Einschmelzzone infolge der Divergenz der Bewegungslinien. Diese Erosion ist für gewöhnlich jedoch nicht als streng aktiv, sondern nur als ein Nichtvorhandensein von Akkumulation anzusehen, welche naturgemäss aber wegen der Abnahme der Bewegung nach dem Eisrande hin, verbunden mit dem Grösserwerden der Divergenz, in eine wirkliche Ablagerung von Grundmoräne übergeht. Derartig gebildete Hügel laufen dem Eisrande parallel. Tritt nun ein Stillstand des Eisrandes ein, entsteht durch das Bestreben der Bewegungslinien, sich einander zu nähern, ein Seitendruck, der die Grundmoräne zwingt, sich parallel der Eisbewegung anzuhäufen. Aus demselben Grunde wird an Punkten lokaler Beschleunigungen, also in geneigten Gebieten und besonders in beckenförmigen Vertiefungen sich ein Seitendruck ausbilden. Geht der Eisrückzug innerhalb von Gebieten mit lokaler Bewegungsbeschleunigung in einen Stillstand des Eisrandes über, werden durch den gesteigerten Seitendruck unter Umständen statt divergierender Ge-

1) Hitchcock (1867), Wright (1875, 1889), Lewis (1884), Shaler (1888), Barton (1892, 1894), Tarr (1894), Smith (1898).

2) Close (1866), Agassiz (1867), J. Geikie (1867, 1894), Kinahan (1872), Upham (1878, 1898), Dana (1881), Johnson (1882), Davis (1882, 1892), Chamberlin (1883, 1894), Sederholm (1889), Chalmers (1890, 1898), Salisbury (1891), Nansen (1891), Lincoln (1892), Wright (1892), Sieger (1893), Russell (1895, 1897), Früh (1896), Doss (1896), Keihack (1897), v. Drygalski (1897).

schiebehügel selbst konvergierende erzeugt, ein Fall, welcher ähnlich in der Umgebung des Bodensees vorliegt.¹⁾

Bei der Durchsicht der bekannten Drumlinlandschaften ist mir in der Tat kein Gebiet vorgekommen, welches nicht die geforderten Bedingungen in entsprechenden Neigungsverhältnissen des Bodens aufgewiesen hätte. Auch die von K. Keilhack²⁾ beschriebene Drumlinlandschaft in Pommern lässt durch ihre Lage am Rande der Haffdepression, sowie durch das lobenartige Vorspringen des Odergletschers nach S auf die für die Drumlinbildung angenommenen Differenzen in der Eisbewegung schliessen.

Aus den Erscheinungen des Seitendruckes, entstanden durch eine Rückzugshemmung, erklärt sich Gestalt und Bau der Drumlins leicht; denn bald wird nur eine Akkumulation von Mergel der Grund- und Innenmoräne, bald daneben Erosion und seitliche Zusammenstauchung ihre Entstehung bewirkt haben. Deshalb gewährt die Drumlinlandschaft, wie Früh³⁾ sagt, auch den Eindruck des Gefurchten und Fliessenden. Wie aber bei stärker werdenden Seitendruckem das Eis seinen Untergrund in mächtigen Schollen aufpflügt und überschiebt, findet in dem Kapitel über die Exaration des Eises eine eingehende Darlegung.

1) Siehe Karte von Früh: Jahresber. d. nat. Ges. St. Gallen 1894—1895.

2) Jahrb. d. kgl. preuss. geolog. Landesanst. 1893.

3) A. a. O. S. 395.

B. Die Marginalrücken der Grundmoränenlandschaft.

1. Morphologie und Entstehung der Randmoränen.

Während die höhenbildenden Elemente der Grundmoränenlandschaft, die Äsar, Rollsteinfelder und Kames, sowie die Drumlins und andere radiale Geschiebehügel durch die Vorgänge fluviatiler und glacialer Akkumulation während des Eisrückzuges gebildet werden, tritt während kürzerer oder längerer Stillstände des Eisrandes die Bildung von marginalen Hügeln ein, als bald mehr, bald weniger starkwellige Rücken. Diese können je nach Ausdehnung in Breite und Höhe und ihrem seitlichen Zusammenhange zur Grundmoränen- oder Endmoränenlandschaft gerechnet werden.

Unter den Marginalhügeln der Grundmoränenlandschaft Vorpommerns und Rügens lassen sich vier Arten unterscheiden, Geröllrandmoränen, Staumoränen, Geröllsand- und Geschiebestreifen. Diese Hügeltypen liegen bei den Randmoränen neben- oder auch hintereinander und lassen sich als Einzelgebilde meist sehr gut von einander unterscheiden, während bei den Zwischenendmoränen eine Trennung nicht immer auszuführen ist. Deshalb lassen sich die Einzeltypen der marginalen Rückenlandschaft auf ihre spezifische Zusammensetzung und ihre Entstehung nur bei den Randmoränen untersuchen, und das Studium dieser, sozusagen, embryonalen Endmoränen setzt uns in den Stand, allgemeine Schlüsse auf die erodierende und akkumulierende Tätigkeit des Eisrandgebietes während einer Stillstandslage zu ziehen.

α) Geröllrandmoränen.

Eine der verbreitetsten Typen der Randmoräne ist die Geröllrandmoräne. Sie bildet schmale, wallartige Geröllsand- und Kiesrücken, welche durch Aneinanderreihung zu mehr

oder weniger stark gekrümmten Zügen die Lage eines Eisrandes angeben. Sie ähneln den schon besprochenen Åsar und sind in gewissen Fällen kaum von jenen zu trennen, sodass sie öfter als Queråsar bezeichnet sind. Von den Åsar unterscheiden sie sich, abgesehen von ihrer senkrechten Stellung zur Stromrichtung des Eises, durch ihren inneren Bau, die Ein- und Anlagerung von Geschiebemergel mit wechselnder Mächtigkeit parallel der Erstreckung des Rückens und vor allem an der dem ehemaligen Eisrande zugewandten Seite. Alle auftretenden Stauchungen innerhalb des supra- und intramoränen Fluvioglacials liegen quer, bei den Åsar dagegen parallel zur Längsachse des Rückens. Die Gestalt dieser Geröllhügel ist durchweg etwas flacher. Böschungen von $10-16^{\circ}$ sind hier die Regel, doch solche von $20-25^{\circ}$ garnicht selten. Die Höhen- und Rückenlinie ist ausserordentlich einfach gestaltet, starke Schlängelungen gehören zu den Ausnahmen.

Ihr Material ist vorwiegend ein normaler Geröllsand, der bald mehr, bald weniger reich an Steinen ist und feinkörnige, selbst tonige Sande, sowie auch oft groben Kies und Geschiebepackungen enthält. Sein natürlicher, kleiner Schüttungswinkel kann aber in Granden bis 30° , bei Kiesen bis 35° , selbst 40° wachsen. Die Lagerung ist gewöhnlich die in langen, meist nicht einheitlichen Wellen im Quer- und Längsprofil. Ausserordentlich häufig ist sie im Querschnitt monoklinal vom Eisrand wegfallend, dürfte demnach aus einer Art Übergusschichtung hervorgegangen sein. Mit der Korngrösse wächst die Unregelmässigkeit, die Schichten keilen häufig aus und bilden schliesslich Linsen. Mannigfaltige Veränderungen in der normalen Lagerung werden sodann bei einseitiger Anlagerung und Einpressung von Geschiebemergel bewirkt. Aufstauchungen des Untergrundes kommen vor, besonders, wie es scheint, bei einer Entwicklung zu Seitenmoränen.

Hervorgehoben sei noch, dass die Geröllsandschichten häufig bis unter die angrenzende Ebene hinabreichen und ähnlich wie bei den Åsar flussbettartige Vertiefungen ausfüllen.

Die Geröllrandmoränen Vorpommerns.

1. Die Geröllrandmoräne zwischen Wendisch-Baggendorf und Strehlow.

Diese Randmoräne besteht aus einem ca. 1800 m langen von Wendisch-Baggendorf nach S hin laufenden Rücken, dessen freies S-Ende sich gabelt. An den mittleren Teil des Rückens schliessen sich ein W-O laufender Querrücken und in seiner Fortsetzung einige Kuppen mit einer Gesamtlänge von $2\frac{1}{2}$ km an. Der Hauptrücken (20—22 m) wird von der Grimmen-Tribseeser Kleinbahn durchbrochen, und sein N-licher Teil ist zwecks Gewinnung von Kies in seiner Längserstreckung auf mehrere hundert Meter vollständig ausgehöhlt und gestattet ein klares Bild vom inneren Bau zu gewinnen. Sein Kern und die NO-Seite bestehen aus Geschiebemergel, der von monoklinal nach WSW hin geneigten Sand- und Kiesschichten überlagert wird. Etwas südlicher greift von ONO her eine Mergelzunge über diese Geröllsandmassen teilweise hinweg. Mit der Zunahme der Mächtigkeit des hangenden Mergels ist auch die der Sand- und Kiesmassen auf Kosten des liegenden Mergels gewachsen, sodass letzterer an vielen Stellen bis tief unter die Sohle des Hügels hinabrückt und mit seinen emporgangenen Teilen apophysenartig in die oberen Geröllsand-schichten eingreift. Auch der von ONO angelagerte Mergel keilt seitlich mit einer langen Zunge aus und wird weiter nach S hin vom Geröllsand überdeckt. (Taf. 17). Die Sande und Kiese bilden Wellen in Form spitz auskeilender Linsen. Stauchungen der intramoränen Geröllsande konnten verschiedentlich beobachtet werden. Im Längsprofile traten diese weniger deutlich hervor und äusserten sich nur durch steilere Stellung und durch starkes Abschneiden von Teilen einer Schichtenreihe (vergl. die Längsprofile auf Tafel 17); im Querprofil dagegen sind sie häufig durch einen aus ONO wirkenden Schub gestaucht, verbogen und einseitig aufgerichtet. Aus diesen Lagerungsverhältnissen ist auf zwei Perioden der Akkumulation zu schliessen. Zuerst muss, während

unter dem Eisrande eine Geschiebemergelaufhäufung eintrat, vor demselben mit Hilfe der Schmelzwasser ein Geröllsandrücken mit von N nach S wachsender Mächtigkeit gebildet sein. Ein geringes „Vorrücken“ des Eisrandes wird darauf eine Geschiebemergelanlagerung bewirkt haben, wodurch die älteren Kiesschichten zusammengestaucht und gleichzeitig andere aufgeschüttet wurden. Dieser Vorgang dürfte vorwiegend den N-lichen Teil des Gebietes betroffen haben, wogegen am südlichen freien Ende ohne Mergel einpressung statt eines Vorstosses ein Rückzug stattgefunden hat, sodass ausserdem ein W-Ö-licher Rücken und einzelne Kuppen gebildet wurden. Für diese Auffassung spricht noch der Umstand, dass die Mergelanlagerung über die Ansatzstelle der anstossenden Rücken hinübergreift. Dieser W-Ö-liche, zwischen Strehlow und Borgstedt liegende Rücken scheint einen ähnlichen Aufbau zu besitzen.

Die seine Ö-liche Fortsetzung darstellenden Sandkuppen sind als Höhen von 7—13,5 m der Mergel ebene aufgesetzt. Ihre Mergelsohle liegt oft bedeutend tiefer als die vorliegende Mergel ebene, während die hinterliegende auf der Nordseite teils mit angelagerter, teils mit einragender Grundmoräne in den oft gestauchten Sandschichten beginnt. Die Geröllsandschichten lagern, wie dieses besonders in einem 8 m hohen und 40 m langen Aufschlusse zu sehen ist, in Wellen, die im Streichen des Rückens geringer gekrümmt sind als senkrecht dazu. In bezeichnetem Aufschlusse liegt über dem Wellental ein Wellenberg, sodass unregelmässige linsenförmige Partien mit kleineren oder grösseren superponierten Wellen, deren Krümmungen bald stärker, bald geringer sein können, eingeschlossen werden. Öfter bilden sie auch mehr oder weniger konzentrische Lagen. Sind diese superponierten Wellen in einer Linse stark gekrümmt, so reihen sie sich oft zu 5 hinter einander, sind sie flach nur zu 2, bisweilen aber winden sie sich in einfachen Bögen und können ganz flach und selbst fast horizontal werden. Im letzten Falle beobachtet man ausserdem eine Anzahl ganz kleiner Wellen hinter einander. Diese Verhältnisse gelangen im Quer-, wie Längsprofil zum

Ausdruck und scheinen in der ganzen Geröllrandmoräne wiederzukehren und zwar sowohl in dem östlichen, sandigeren, als westlichen, kiesigen Teil.

Grosse Unterschiede in dem Schüttungswinkel scheinen hier kaum vorzukommen, da selbst in den gleichmässig sandigen, östlichen Hügeln solche von $15-25^{\circ}$, nicht selten von 30° gemessen werden. In der NO-Ecke des grossen Aufschlusses des obengenannten Hügels besteht eine einseitige Aufrichtung von Sandschichten unter einem Winkel von ca. 40° und eine diskordante Überlagerung von annähernd horizontalen Kiesbänken.

2. Die Geröllrandmoräne zwischen Grabow und Gülzow.

Südöstlich von Gr. Rakow dehnt sich vor Grabow nach SO in einem Bogen nach NO bis Gülzow eine 4 km lange und ca. 26—31 m ü. M. liegende Geröllrandmoräne aus, die einen gleichmässig gestalteten 6—8 m hohen Wall darstellt. Die vor ihr liegende Grundmoränenebene mit 22—24 m Meereshöhe dacht sich zum Ibitzgraben auf 12—13 m ab. Dieser im Innern stark inglacialen Mergel enthaltende Moränenzug besteht aus Sand- und Kiesschichten, die auf der Südseite in monoklinalen mit nach S hin flacher werdenden Neigungen, auf der Nordseite in verschieden gestalteten Wellen lagern. Die letzte Form herrscht allein im Parallelrücken, welcher mit dem Hauptrücken durch ziemlich gleichmässig gestaltete Querriegel verbunden ist und deren Ansatzstellen kuppig erhöht sind. An diesen Punkten treten bisweilen gröbere Kiesmassen mit Blocknestern auf.

Im östlichen Teil des Rückens, in dem am Süderholz bei Gülzow isoliert liegenden Stück, sind die Kiesschichten stellenweise durch neuen Schub von N oder NW her steil zu 50 bis 65° aufgebogen und der an vielen Stellen angelagerte Geschiebemergel lässt auf Eisdruck schliessen. In einer grossen Grube am Süderholz beobachtet man auf der Nordseite eine dünne Mergelbank, unter welcher feinkörnige Sandschichten sattelförmig aufgebogen sind, während die nach S flach einfallenden, aufgelagerten Kies- und Feinsandlagen ungestörte Lagerung aufweisen. Eine eigentliche Geschiebe-

packung wurde in diesem Hügel nicht gesehen, wohl aber kleinere mit zahlreichen Blöcken von ca. 40—60 cm Durchmesser in einem kiesigen Lehm eines flachen, isolierten Hügels am „Hohen See“ unweit der Poggendorfer Chaussee, wo sie vor einigen Jahren abgebaut wurde.

Demnach ist jener Hügel folgendermassen entstanden: Die unablässig unter dem Gletscher fortbewegte Grundmoräne häufte sich unter dem festliegenden Eisrande wallartig an und zwang die Gletscherwasser, ihren Weg am Eisrande entlang zu nehmen, sodass auf der Nordseite des Hügels unter dem tunnelartig ausgegrabenen Eisrande Aufschüttungen von Sand- und Kiesmassen aus der abschmelzenden und erodierten Innenmoräne stattfanden. Die über den Wall überfliessenden Wasser schufen eine Geröllsanddecke mit Übergusschichtung, sich wiederholende Kiesbedeckung und die Bildung von Sandbankartigen, resp. Schuttkegel-ähnlichen Anhäufungen im Quer- und Parallelrücken. Diese randlichen Gletscherwasser strömten von Osten nach Westen, vereinigten sich mit dem bei Kl. Rakow austretenden subglacialen Kameflusse und furchten die zum Ibitzgraben hinziehenden Gräben aus. Die Oszillationen des Eisrandes erklären die Stauchungserscheinungen. Der geschilderte Bildungsvorgang erinnert an die von Chamberlin¹⁾ gemachte Beobachtung am grönländischen Inlandeise: Die Schmelzwasser kamen vom letzten Abhange des Eises her und folgten der Innenseite der Endmoräne für grössere oder kleinere Strecken, bis eine Lücke ihnen den Durchtritt gestattete, in welcher sich besonders der Glacialschutt zu Kiesmoränen aufhäufte.

3. Die Geröllrandmoräne zwischen Kl. Zastrow und Behrenhof.

Die Geröllrandmoräne ist ca. 13 Kilometer lang, beginnt Ö-lich von Pustow an der linken Schwingetalseite NW-lich von Kl. Zastrow mit einem schmalen 7,5 km langen wallartigen Rücken, löst sich nach O hin in mehrere Kuppen auf

1) Recent glacial Studies in Greenland (Bulletin of the geological Society of America Vol. 6. S. 216.)

und endigt in einem unregelmässigen Doppelrücken, den sog. Heidebergen NW-lich Behrenhof. Der westliche Rücken besteht aus diskordant geschichteten, oft diakenen Kies- und Sandlagen, die im Längsprofile unregelmässig wellig verlaufen, im Querprofile durchweg monoklinal mit ungefähr 16° — 30° nach S einfallen und dabei öfters eine flache Wellung besitzen. Er führt eine Einragung von Geschiebelehm, doch sind Stauchungserscheinungen nicht beobachtet.

Einen guten Einblick in die Lagerung gewährt der grosse Aufschluss bei der Windmühle an der Chaussee nach Dersekow. Hier sind die Kiese öfter diaken und enthalten bis kopfgrosse Rollblöcke neben einzelnen grösseren Geschieben mit Schliffflächen und Schrammen.

Die beiden Rücken der Heideberge haben Mergelkerne und sind an der Basis miteinander verschmolzen. Ihre hangenden, schwach welligen Kies- und Sandschichten fallen fast in Übereinstimmung mit dem Mergelkerne. Die zwischen den beiden Rücken liegenden tieferen Kiesschichten sind gestaucht, während sich die oberen ungestört über jene hinwegziehen.

4. Die Geröllrandmoräne bei Seltz.

Die Geröllrandmoräne bei Seltz beginnt mit einem $2\frac{1}{4}$ km langen, wallartigen Rücken innerhalb des Ortes Seltz und läuft in zwei Bögen nach SO zur Goldbeckermühle, wo er sich in einem flachwelligen Gebiete verliert. Die SÖ-liche Fortsetzung der Geröllrandmoräne liegt in einem nach Mühlenhagen ziehenden flachwelligen Geröllsandgebiete, welches eine Geschiebebestreuung führt. Als NW-licher Ausläufer hat der isolierte flache Rücken zwischen Letzin und Glawenhof zu gelten, welcher zum grössten Teil aus geschichtetem Sand, zu unterst aus Kies besteht. Die Geröllmoräne baut sich vorwiegend aus Sand- und Kieslagen auf, die auf einem Mergelkerne ruhen. Ihre Schichtung ist in den tieferen Lagen stark diskordant und bisweilen durch Einpressung von Mergel von N her verworfen, geht zum Hangenden oft in einen ungeschichteten Geröllehm und verschiedentlich in einen Ge-

schiebekies über. Stellenweise besteht die Hauptmasse des Hügels aus einem sandigen Mergel, und die Kies- und Sandschichten, sowie lokal Mergelsand, sind auf ihrer N-Seite stark gestaucht, während sich ungestörte Kiesbänke auf der S-Seite anlegen. An einigen Punkten greift der Mergel über den Kies teilweise hinweg, wird aber dabei an anderen ebenfalls von N herkommenden Kiesschichten überdeckt, welche allmählich in die liegenden auf der S-Seite übergehen.

Aus dem Auftreten von intra- und supramoränen Kiesschichten, sowie einer Ein- und Auflagerung von Mergel, neben mehrfach beobachteter Unterteufung lassen sich deutlich zwei Phasen in der Entwicklung unterscheiden, welche jedoch, wie dies aus der Stellung der Kiesschichten zum Mergel und der Verschmelzung des Mergelkernes im N-lichen Teile des Hügels hervorgeht, ohne eine Unterbrechung der subglacialen Akkumulation ineinander übergehen.

Der Rücken trägt auf seinem Kamme und besonders auf der S-Seite eine Blockbestreuung und enthält bei der Goldbeckermühle eine kleine Geschiebepackung über lokal gestauchten Sandschichten.

Die Geröllrandmoränen Rügens.

1. Die Randmoräne bei Thesenvitz.

Die Randmoräne bei Thesenvitz S-lich von Patzig ist ein $1\frac{1}{2}$ km langer, wallartiger, nur 2—3 m hoher Rücken, der dem flachen Vorlande unmittelbar SW-lich der hügeligen, stark kuppigen Endmoränenlandschaft zwischen Bergen und Patzig aufgesetzt ist. Sie hat einen NNW—SSÖ-lichen S-förmigen Verlauf und zeigt auf ihrer O-Seite Böschungen von 14° — 17° , auf ihrer W-lichen solche bis 23° .

Ihr Material besteht teils aus einem schön geschichteten, stellenweise bis unter das Niveau der angrenzenden Ebene hinabreichenden Geröllsande und teils aus einem ungeschichteten Geschiebesande, der nicht nur auf dem Rücken, sondern auch mitten in demselben auftritt. Der Geröllsand ist im S-lichen Teile meist ziemlich gleichkörnig und steinarm, im N-lichen

aber ein steinreicher, unten oft diakener Kies, der nach N in einer Geröllpackung mit zahlreichen bis kopfgrossen Rollböcken endet.

Seine Schichtung ist im Längsprofil eine stark wellige (18—21°) und sehr gleichmässige, im Querprofil, wie es scheint, meist sehr flache (10—15°). Geschiebelehm ist an einigen Stellen der Sohle und an der S-Seite des N-Endes vorhanden ohne Störungen in den benachbarten Kiesschichten. Am S-Ende wird in einer langgestreckten Grube folgendes Profil sichtbar:

0—1 m ungeschichteter, brauner Geschiebesand mit Geröllern und einzelnen kleineren Geschieben, bisweilen verlehmt.

1—2,5 m diskordant geschichteter, kiesiger Grand.

2,5—2,75 m graugrüner, etwas sandiger, geschichteter Ton.

2,75—3,05 m Schluffsand.

3,05— — grober, geschichteter Kies.

Der geschichtete Geröllgrand wird stellenweise braun und enthält 1—2 cm starke Bänkchen einer schwarzen krümeligen, vereinzelt deutliche Holzstruktur aufweisenden Kohle, die zu einer 30 cm mächtigen Lage verschmelzen. Hier fehlt die Einlagerung von Ton, und die Grandschichten liegen mit einer Zwischenschicht von weissen Sanden mit Kieslinsen direkt auf dem groben Kiese.

Der Thesenvitzer Geröllsandrücken erinnert in Bauart und Auftreten sehr an gewisse Teile, besonders des südlichen Bogens der grossen finländischen Randmoräne, des Salpausselkäs.

Ähnlich wie dieser Rücken sind die sich nach S anschliessenden Geröllsandhügel der äusseren Randzone des Moränengebietes gebaut, denen die sumpfige Niederung des Nonnen-Sees vorgelagert ist. Die Kies- und Sandschichten dieser Hügel zeigen ein südliches Einfallen und sind an einigen Stellen durch Einpressung von Mergel gestaucht.

β) Staumoränen.

Ausser den Geröllrandmoränen beteiligen sich an der Zusammensetzung der Randmoränenzüge die Staumoränen, die

zuerst von H. Schröder¹⁾ unter dem Namen Durchragungszüge beschrieben wurden. Sie sind bald mehr, bald weniger scharf hervortretende Hügelrücken oder Kuppen, die vorwiegend aus älterem, infraglaciale Material zusammengesetzt sind und eine vollständige oder lückenhafte Bedeckung von Geschiebemergel besitzen. Da ihre Entstehung vorwiegend auf die Druckwirkungen des Inlandeises zurückgeht, ist die ursprüngliche Lagerung der Schichten auf die mannigfaltigste Weise gestört. Sattelförmige Schichtenaufbiegungen bis zur fächerartigen Steilstellung, sowie einseitige Aufrichtungen und Zusammenstauchungen, überhaupt Pressungserscheinungen sind die hervortretenden Elemente der Staumoränen. Je nach dem Grade der Druckwirkung lassen sie sich in Durchragungen und Einragungen gliedern; letztere mehr geradlinig verlaufende Rücken, erstere scharfe Kämme, stark buckelige Wälle und gewundene, mehr oder weniger an ihrer Sohle verschmelzende Kuppenreihen. Neben diesen Formen der Aufpressung kommen auch solche mit gleichzeitiger Aufschüttung von Geschiebesand und Geröllsand vor, sodass beim Überwiegen der Akkumulation der Charakter der Staumoräne stark verwischt wird; solche Randmoränen von gemischtem Typus sind bei den terminalen Glacialhügeln die verbreitetsten. Das Auftreten von Staumoränen fällt mit dem Vorhandensein älterer Diluvialbildungen oder des Sedimentgebirges, an welchem die Eisbewegung einen geeigneten Widerstand fand, zusammen, was bereits H. Schröder betonte.

1. Die Staumoräne zwischen Grimmen und Barkow.

Von Grimmen zieht sich parallel der Chaussee nach Poggendorf in SÖ-licher Richtung ein Geschiebelehmücken, der sich im allgemeinen nur ca. 11 m über die Grundmoränenebene erhebt. Er baut sich aus einer Schichtenreihe von mitteldiluvialen Tonen, Sanden und Mergelsanden auf, die

1) Jahrb. d. kg. preuss. geol. Landesanst. für 1888. Berlin 1889. S. 116—211. Endmoränen in der nördl. Uckermark und Vorpommern (Zeitsch. d. D. geol. Gesell. 1894. S. 293—301). S. auch Wahnschaffe: Oberflächengestaltung 1901. S. 145—149.

an verschiedenen Stellen des Rückenkamms zutage treten. Die Mergelsande sind zu oberst ungeschichtet und lössartig, gehen nach unten in teils mehlsandige, teils feinsandige, zartgeschichtete Lagen über und zum Liegenden in tonige Schluff-sande. Letztere werden unterteuft von einem grauen, an Kalkpuppen reichen, gebänderten Glacialton, den nach unten fetter, schichtungsloser und an Farbe graublauer bis brauner ablöst. Die überlagernde Grundmoräne hat grössere Partien dieser aufgestauchten Schichten aufgenommen, sodass sie eine braunrote Farbe erhalten hat und bedeutend fetter ist, als der Mergel der anstossenden Ebene. Ausserdem ragt in die nördliche Fortsetzung dieses Hügels der Lias¹⁾ auf. Die aufgesprengten Diluvialbildungen, besonders die Hvitätone, zeigen eine grosse Ähnlichkeit mit den bei Velgast und Redebas, sowie mit den im Lindenberg bei Görke SW-lich Anklam.

2. Staumoränen zwischen Barth und Velgast.

Die Staumoräne beginnt Ö-lich von Barth mit dem Glöwitzer Bergen und zieht sich in mehreren Zügen von N mit einem Bogen über S nach O ca. 20 km weit bis Bussin Ö-lich Velgast. Der W-liche Zug ist ein ca. 4—500 m langer und ca. 11 m über der beiderseitigen Umgebung liegender, gerade Konturen zeigender Geschiebelehrücken, der von Wobbelkow über Redebas, wo er höher und kuppiger wird, im Bogen nach Velgast geht. An einigen Stellen, besonders bei Redebas, durchragen ihn unterdiluviale Tone, welche in der Ebene zwischen Redebas und Carnin in ungestörter, horizontaler Lagerung unter Geschiebemergel oder blockführenden Geschiebesanden auftreten. Der östliche, aus mehreren Einzelrücken bestehende, von Glöwitz über Rubitz, Kenz und Saatel gehende Zug stösst südlich von hier mit dem westlichen zusammen. Er enthält Sande, Kiese und bisweilen Mergelsande des unteren Diluviums und wird an seinen W- und O-abhängen, z. B. am Sundischen Berge bei Kenz, sowie bei Cusserow vom Geschiebemergel bedeckt, der

1) Deecke: Neue Materialien zur Geologie von Pommern (Mitt. d. naturw. Ver. v. Neuvorpm. u. Rügen 1902), S. 3—5.

sonst nur in kleinen Fetzen innerhalb seiner sandigen Umlagerungsprodukte vorkommt. Da grössere Stauchungen hier zu fehlen scheinen, ist anzunehmen, dass die unterdiluvialen Sand- und Kiesschichten schon vor der letzten Vereisung höhenbildend aufgetreten sind. Einer kleineren Aufpressung von feinkörnigen Sanden und Mergelsanden begegnet man am Kiekeberg bei Saatel, an dessen Spitze dieselben den Mergel durchragen.

3. Die Staumoräne zwischen Reinkenhagen und Jeaser.

Die zwischen Reinkenhagen und Jeaser liegende Staumoräne markiert sich äusserlich nur durch eine flache Sandwelle, die nach SO mit den Kames von Jeaser verschmilzt. Sie müsste also dem äusseren Anscheine nach zu den Geröllsandstreifen gerechnet werden. Die Aufschlüsse jedoch zeigen das Bild glacialer Stauchungen (Taf. 18). Im Querprofil werden untere Kies-, Sand- und Mergelsandschichten, die durch mehrfache Einpressung von Grundmoräne in der Richtung nach SW und S aufgerichtet und zusammengeschoben sind, sichtbar. Im N-lichen Teile des Profils beobachtet man ausserdem einen Komplex verworfener Schichten und im mittleren (Taf. 18) eine in die unteren Sande und Mergelsande eingelassene, trichterförmige, grobe Kiesmasse, die wahrscheinlich ihre Entstehung der strudelnden Wirkung eines Gletscherbaches verdankt. Diskordant über diese Schichten legt sich der obere Geröllsand, welcher gleichzeitig mit dem inglacialen Geschiebemergel, der von N her die Fortsetzung des aufgedrückten subglacialen Mergels bildet, zur Ablagerung gelangt sein muss, wie dies im Profile (Taf. 18) ersichtlich ist. Zu vermuten ist, dass die benachbarten Gebiete einen ähnlichen Bau haben, dass z. B. der Lindowsberg (31,4 m) bei Mannhagen eine Einragung von unteren Sanden besitzt.

γ. Geröllsand- und Geschiebestreifen.

Während die Geröllrand- und die Staumoränen, die aus beiden gemischten Typen die wichtigsten höhenbildenden Ele-

mente der Randmoräne darstellen, sind Geröllsand- und Geschiebestreifen ihre Bindeglieder sowohl in ihrer räumlichen Ausdehnung als in ihrer genetischen Bildung. Die Geröllsandstreifen sind flachwellige, breite Sandfelder, deren Entstehung auf die marginale Akkumulation mit Hilfe der Schmelzwasser zurückgeführt werden muss. Sie stellen sozusagen die für Schmelzwasserabsätze als normal zu bezeichnende Ablagerungsform dar, im Gegensatz zu den Rollsteinfeldern, welche bedeutende subglaciale Schmelzwasserströme voraussetzen. Als besondere Modifikation dieser Geröllsandstreifen hat die Moränenterrasse zu gelten, die sich bei einer längeren Stillstandslage des Eisrandes entwickelt, während bei Geröllsandstreifen der Eisrand nur für eine ganz kurze Zeit stationär gewesen sein kann.

Die Geröllsandstreifen müssen sich demnach aus ganz flachwellig gelagerten, oft horizontalen, vorwiegend sandigen, an der dem Eisrand zugewandten Seite mehr kiesigen und vereinzelt Geschiebe führenden Ablagerungen zusammensetzen. Sie müssen vom Geschiebemergel unterteuft werden, der nach der Seite des Gletschers hin höher stehen und schliesslich in hintergelagerten, flachen Geschiebelehmhügeln zutage treten muss. An ihrer Vorderseite dürften sie oft in Schwemmsandgebiete oder aber bei vorhandenem Wasseraufstau in Staubeckenabsätze übergehen. Diesen einfachsten Typus aller Glacialbildungen begegnet man in den verschiedensten Gebieten der deutschen Grundmoränenlandschaft, und es ist merkwürdig, dass man bislang sich mit der Deutung dieser Bildung nicht näher beschäftigt hat. In Amerika wurden dieselben unter dem Namen „Sandplateaus“ beschrieben.

Aus Vorpommern sei ein besonders schöner Geröllsandstreifen erwähnt. Derselbe ist ca. 24 km lang und zieht sich in O-W-licher Richtung von Helmshagen S-lich Greifswald über Hanshagen bis Hohendorf SW-lich Wolgast. Bei Helmshagen ist er am höchsten und schmalsten und verbreitert sich zu einem ganz flachen Rücken von Hanshagen bis Hohendorf. Bei Helmshagen erhebt er sich sogar mit 6—9 m über seine Umgebung. Aufschlüsse zeigen an verschiedenen Stellen die

einfache Lagerung der feinen Sande in flachen Wellen. Im Vossberge bei Helmshagen ist die Wellung, sowie die Korngrösse und Sortierung des Materials eine stärkere. Die Schichten, welche sonst auf grössere Strecken hin parallel laufen, keilen hier öfter aus. Eingestreut sind häufiger Geschiebe von 1—2 Kopf Grösse, selten sind solche von $\frac{1}{2}$ m Durchmesser. Kies und Blöcke scheinen in den breiteren Teilen des Geröllsandstreifens überhaupt nur in den tieferen Lagen vorzukommen, Geschiebe mit Schliffflächen und Schrammen finden sich ziemlich selten, da durch die wohl stattgehabte längere Einwirkung des fliessenden Wassers eine Abscheuerung eingetreten sein dürfte. Nach N hin nimmt die Mächtigkeit des Geröllsandes ab und macht nach W zu flachen, nach O höheren Geschiebelehmhügeln Platz, die sogar bei Boltenhagen und Ratzow einen ziemlichen Blockreichtum aufweisen.

Vor dem Geröllsandstreifen nach S liegt ein ausgedehntes, flaches, sumpfiges Schwemmsandgebiet, in welchem zur Zeit seiner Bildung kleine Staubecken bestanden haben müssen, wie dies aus dem Auftreten von geschichteten oberen Tonen hervorgeht, welche schon Scholz¹⁾ beschrieb.

Die Geröllsandstreifen treten nun nicht nur als selbstständige Glieder der Grundmoränenebene auf und markieren dann eine ganz kurze Stillstandslage des Eisrandes, vielleicht als Zwischenrandmoräne, sondern bilden auch wichtige Teile innerhalb der Randmoränenzüge, bald als Begleiter von Stau-
moränen (Reinkenhagen—Jeeser), Geröllrandmoränen und solchen von gemischtem Typus, bald von Geschiebestreifen.

Dieselbe Stellung wie die Geröllsandstreifen in der Grundmoränenebene und in einem Randmoränenzuge nehmen die Geschiebestreifen ein. Sie stellen meist ein mehr oder weniger flachwelliges, die Umgebung um einige Meter überragendes Gebiet dar, das parallel zum ehemaligen Eisrande liegt, oft aus flachen Rücken oder mehreren in derselben Richtung sich nebeneinander reihenden Terrainwellen besteht,

¹⁾ Geologische Beobachtungen an der Küste von Neuvorpommern. (Jahrb. d. kg. preuss. geol. Landesanst. f. 1882. Berlin 1883.) S. 104—105.

welche von einem erhöhten Punkte oder einer vorliegenden Ebene aus betrachtet, wie die Wellenkämme eines schwach bewegten Meeres aussehen, was die Amerikaner zu der Bezeichnung „billows“ veranlasst hat. Das Material dieser Geschiebestreifen ist Moränenmergel, der oft eine Decke von inglacialem Geschiebelehm und Geschiebesand hat. Derselbe ist im allgemeinen toniger und steinreicher als derjenige der „Grundmoränenebene.“ Sandige Partien scheint er nicht wie jener in seinen tieferen Teilen, sondern nur in seinen oberen zu enthalten, falls nicht gerade eine Einragung älterer Sande vorliegen sollte. Der Geschiebestreifen ist eine Schwundmoräne mit oberflächlicher Blockanreihung, d. h. meist nur Bestreuungsmoräne.

Die Entwicklungsgeschichte der Endmoräne.

In den Geröllrandmoränen, Staumoränen, Geröllsand- und Geschiebestreifen sind die einzelnen Elemente der Randmoräne, wie der Endmoränenbildungen überhaupt zu suchen. Aus ihrer mehrfachen Kombination gehen komplizierte Teile der Randmoräne hervor. Bei längeren Stillstandslagen subsumieren sich die einzelnen Bestandteile, die Geschiebekiesablagerungen wachsen stellenweise zu bedeutenden Feldern und Wällen an und aus der Randmoräne wird bei zunehmendem Wachstum eine in Höhe und Ausdehnung grössere Zwischenendmoräne und weiter bei eintretender räumlicher Differenzierung der Akkumulations-, Aufpressungs- und Erosionsformen eine Nebenendmoräne und Hauptendmoräne, bei welchen die Aufschüttungsformen, besonders die fluvioglacialen sich mehr auf die äusserste Randzone beschränken, während die der Aufpressung und Erosion zurückrücken und hinter der eigentlichen Endmoräne eine Endmoränenlandschaft bilden.

Die Untersuchung der einzelnen Bestandteile der Randmoräne nun bieten die Möglichkeit, Schlüsse zu ziehen über die Wirkungsweise eines stationären Eisrandes und dann über die Entstehung der Endmoränen und endmoränenartigen

Bildungen überhaupt. Das auf seinem Rückzuge befindliche Eis hinterlässt eine Grundmoräne, die von den Abschmelzprodukten des Eises aus der Innenmoräne bedeckt wird und zwar je nach der Art des Abschmelzungs Vorganges von inglacialen Geschiebemergel und Geschiebesanden oder von Geröllglacial. Wird der Eisrand stationär, so häufen sich die Produkte naturgemäss an dieser Stelle an. Unter dem Eisrande türmt sich allmählich der Mergel zu Hügeln auf und vor demselben die sandigen Bildungen, sodass beim Rückgang des Eises bald ein Geschiebestreifen oder ein Geröllsandstreifen, bald ein aus beiden zusammengesetztes Schwundmoränengebiet entsteht. Höhe und Form dieser Bildungen hängt von der Dauer und von der jeweiligen Erscheinungsweise der akkumulierenden Vorgänge ab. Bei längerem Stillstande des Eisrandes verstärken sich die Einwirkungen und es gelangen Geröllrandmoränen, die bald mehr, bald weniger deutlich den Einfluss der submarginalen Geschiebemergelakkumulation erkennen lassen, zur Ausbildung. Bald finden neben einer Geröllglacialaufschüttung Stauchungen des abgelagerten supra- und intramoränen Materials und Aufpressungen älterer, inframoräner Bildungen statt, bald tritt die Aufschüttung gegenüber der Aufpressung soweit zurück, dass sich Staumoränen in der Form von Ein- und Durchragungen entwickeln. Durch lokale Verhältnisse verursacht werden an der einen Stelle des Eisrandes Geröllrandmoränen und Staumoränen, an anderer Stelle Geröllsand- und Geschiebestreifen erzeugt, entweder jede allein oder unter den mannigfaltigsten Kombinationen und bilden dann in ihrem Gesamtverlaufe die Randmoräne. Unerwähnt sind hierbei die Kames geblieben. Diese sind als lokale Bildungen des Eisrandes aufzufassen an Stellen, wo ausgedehnte Schmelzwasserströme zutage treten und ihre fluvioglacialen Schotter aufhäufen. Der Einwirkung der Schmelzwasserströme ist weiterhin dann die Ausbildung der Rinnensysteme zuzuschreiben, und zwar der subglacialen hinter der Endmoräne und in der Stromrichtung des Inlandeises gelegenen Furchen und Täler und der vor dem Eisrande durch Schmelzwasseransammlungen an den tiefsten

Stellen erodierten, zu den Endmoränen mehr parallelen Randtäler. Das Vorland der Randmoräne, die eigentliche Grundmoränenebene, wird demnach von einem Systeme von mehr oder weniger unregelmässigen, grabenartigen Furchen und grösseren, länglichen Depressionen durchzogen. Nur in seltenen Fällen tritt bei ihnen die Bildung eines Sandr ein, der bei grösseren Endmoränen fast ein ständiger Begleiter sein dürfte. Unter Umständen erscheint infolge eines Wasseraufstaus ein Stau-becken, in welchem die feinsandigen und tonigen Bestandteile der Gletscherwasser zum Absatze gelangen. Alle sich bei den Randmoränen im Kleinen vollziehenden Vorgänge kehren bei den Endmoränen im grösseren Masstabe wieder. Die geschilderten Verhältnisse über den Aufbau und die Genesis der Randmoräne können daher als Fingerzeig dienen, die verwickelten Lagerungsformen bei den Endmoränen zu entwirren.

Bei den gemachten Erörterungen über den Bildungsvorgang der Endmoränen ist die Ursache derselben garnicht berührt worden. Sie liegt natürlich in der Eisbewegung, die bei Erfüllung gewisser Bedingungen Anlass zu einer Stillstandslage des Eisrandes gibt. Je nachdem eine solche nun während der Periode des Vorrückens oder derjenigen des Rückzuges des Inlandeises zustande kommt, lassen sich zwei Arten von Endmoränen, eine Vorstossmoräne und eine Rückzugs- (Abschmelz- oder Schwund)-moräne unterscheiden, welche beide entsprechend der Verschiedenheit der Eisbewegung einen anderen Aufbau besitzen.

Alle Vorstossendmoränen werden durch den Nachschub des Eises teilweise zerstört oder wenigstens mit Grundmoräne bedeckt, sind also einer eingehenden Erforschung unzugänglich; nur die sich zu allerletzt bildende Vorstossmoräne bei der Eisausbreitung, die eigentliche Endmoräne des Inlandeises, ist am äussersten Rande der Vergletscherung vorhanden. Leider ist bis jetzt Näheres über eine solche wenig bekannt geworden, doch mögen einige Andeutungen über deren Aussehen die Anregung zur Auffindung geben.

Die Vorstossperiode erreicht, wenn der Substanzverlust am Eisrande durch Nachschub keinen Ersatz mehr findet,

nach einiger Zeit ein Ende, nachdem bereits vorher das Maximum der Schwellung überschritten ist. Der Eisrand bleibt dann der Form nach stationär, empfängt aber eine beständige Abnahme der Geschwindigkeit, abgesehen davon, dass das Eintreffen einer kleineren neuen Schwellung im Eisrande für kurze Zeit eine Hebung desselben bewirken kann. Der stationäre Zustand währt solange, bis die Sohle der Anschwellung den äusseren Rand des Eises erreicht, das Randgebiet sich in seiner ganzen Ausdehnung wieder gesenkt hat und dauert dann noch eine Weile fort, worauf es schnell den Rückzug antritt. Die letzte Stillstandslage bei der Eisausbreitung ist keine zufällige und lokale Erscheinung, sondern ist im Wesen der Eisbewegung begründet. Beim vorrückenden Inlandeise konvergieren die randlichen Bewegungsfäden, sodass ein zur Eisgrenze hin gerichtetes Sammeln der Grundmoräne stattfindet. Beim Beginn der Stillstandslage hat der Eisrand seine geringste Breite, und die Hebung der Innenmoräne erreicht mit der vertikal aufwärts gerichteten Bewegung seine grösste Höhe. Mit der Abschwellung des Eisrandes wird die Einschmelzzone immer weiter rückwärts verlegt, das Aufsteigen der Innenmoräne erlangt immer geringere Beträge und ebenso die subglaciale Akkumulation. Eine derartige Endmoräne kann also kaum durch nennenswerte Geschiebemergelanhäufung reliefbildend werden, allein schon deshalb nicht, weil die Mächtigkeit der Grundmoräne an der Grenze der Ausbreitung bedeutend zusammengeschrumpft ist und lokal sogar sehr oft ganz fehlen wird, wie dies z. B. beim Hauptinlandeis für die vergletscherten Gebiete des westlichen Westfalens, des Rheinlandes und Hollands im allgemeinen zutrifft. Wenn auch diese Endmoränen sich durch den Mangel an Geschiebelehm auszeichnen, so muss dennoch eine nicht unbedeutende Akkumulation von Innenmoräne und ihren fluvio-glacialen Umlagerungsprodukten bestehen, welche die Bildung von mehr oder weniger geschichteten Geröllglacialhügeln, sowie eine feldartig oder doch immerhin flachwellige Aufhäufung von Geschiebesanden und -kiesen veranlasst. Die Möglichkeit für die Existenz von Stauchungserscheinungen ist, falls nicht Oszillationen des Eisrandes eintreten, sehr gering.

Solche Geröll- und Geschiebesandkuppen sind mir an der Grenze der Ausbreitung des Hauptinlandeises im westlichen Westfalen und Rheinland bekannt geworden, so z. B. bei Recklinghausen, Buer und zwischen Duisburg und Geldern; bei ihnen macht sich jedoch an verschiedenen Stellen der Einfluss des Rheins dadurch geltend, dass er am Eisrande, welcher seiner Ausdehnung einen Widerstand entgegengesetzte, seine Schotter aufschüttete und neben den schon aus gemengten Diluvium bestehenden glacialen Geröllhügeln, fluviale Pseudoendmoränen bildet, wie sie I. Martin¹⁾ aus Holland beschreibt, z. B. von Amersfort²⁾.

Während einer solchen Endstillstandslage nimmt nun mit der Verlangsamung des Nachschubes die Konvergenz der Bewegungslinien allmählich ab, die Eisbewegung wird auf kurze Zeit gleichströmig und, noch bevor die parallele Bewegung während der stationären Strömung in die divergierende übergegangen ist, beginnt der Eisrückzug. Im allgemeinen divergieren während der Rückzugsperiode die Stromfäden und zwar um so mehr, je schneller die Abschmelzung vor sich geht, wodurch die Beträge der subglacialen Erosion wachsen. Ein Stillstand des Eisrandes während dieser Zeit aber ist nur denkbar durch den Eintritt einer Beschleunigung wegen Massenzuwachs im Nährgebiet. Ist letzterer unbedeutend, empfängt die Bewegung nur eine Verlangsamung, und erst bei hinreichender Schwellung des Eisrandes beginnt ein Stillstand desselben, nachdem der Rücken der Schwellung bereits vorher ein Stück in das Randgebiet eingetreten ist. Mit diesem Vorgang vermindert sich die Divergenz der Bewegungslinien und mit ihr die Breite der schwellenden Randzone, um nach Durchgang des Schwellungsrückens in gleicher Weise wieder abzunehmen. Die Stillstandslage des Eisrandes dauert dann noch

1) Diluvialstudien VI (XIV Bd. d. Abhandl. d. Naturw. Ver. z. Bremen 1898.)

2) Siehe hierüber bei Elbert: Über die Altersbestimmung menschlicher Reste aus der Ebene des westfälischen Beckens (Correspondenzbl. d. D. anthropolog. Gesell. No. 10. 1904, Bericht der XXXV allg. Versammlung zu Greifswald) S. 108.

eine Weile fort, nachdem die Sohle der Abschwellung den Rand erreicht hat. Ein Vorstoss des Eises hingegen ist nur möglich, wenn der Massenzuwachs so gross war, dass die divergierende Eisbewegung durch Umsatz in eine konvergierende die Widerstände überwinden konnte.

Bei jeder normalen Stillstandslage, d. h. während welcher nur ein Schwellungsrücken den Eisrand passiert, lassen sich 2 Phasen der Eisbewegung unterscheiden: 1. Beschleunigung derselben und mit ihr eine Abnahme der Divergenz der Bewegungslinien. 2. Verzögerung derselben und Zunahme der Divergenz. Umgekehrt wie die konvergierende Bewegung besitzt die divergierende die Tendenz zu erodieren*), deshalb findet im Eisrandgebiete nur ein von der Einschmelzzone zum Rande hin gehender Transport von Innenmoräne statt, sodass erst an der Eisgrenze die Akkumulation von Grund- und Innenmoräne einsetzt. Die subglaciale Ablagerung erleidet nun am Eisrande während der beiden Phasen der Eisbewegung Veränderungen und zwar in der ersten mit der Beschleunigung eine Abnahme, in der zweiten mit der Verzögerung eine Zunahme.

Gerade entgegengesetzt verhält sich die Ablagerung des Inglacials, welches in der ersten Phase durch die Erhebung und Kontraktion des schwellenden Eisrandes und die daraus hervorgehende Zunahme der inneren Abschmelzung eine wachsende Vermehrung des Geschiebe- und Geröllglacials, in der zweiten Phase umgekehrt eine steigende Verminderung derselben hervorruft. Aus diesen Verhältnissen ergibt sich eine für jede einfache Endmoräne charakteristische Lagerung. Der sich zuerst und zu unterst bildende Geschiebemergel wird von Geröllglacial mit wachsender Mächtigkeit überlagert, da mit der Zunahme des letzteren in der 1. Phase eine Abnahme des ersteren, sodann mit dessen Verminderung in der 2. Phase durch Anwachsen der Mergelablagerung eine Bedeckung des Geröllglacials mit Grundmoräne, vorwiegend an der dem Eise zugewandten Seite, verbunden ist. Die Geröllglacialschichten

*) Der Begriff der Erosion ist auch hier, wie schon früher gesagt, relativ zu nehmen, da sowohl beim Vorrücken Erosion, als beim Rückzug Akkumulation stattfinden kann.

neigen sich dementsprechend nach aussen, sind an der vom Eisrande abgewandten Seite ganz oder teilweise supramorän, an der entgegengesetzten fast immer nur intramorän, da diese hier vom Geschiebemergel meist bedeckt werden, letzterer aber selbst den Kamm des Rückens überziehen kann. Der hangende und liegende Mergel gehen gewöhnlich an der Stosseite in einander über und sind nur selten vollständig von einander getrennt, ein Umstand, der dann eintreten kann, wenn durch lokale Bodenneigung eine grössere Beschleunigung der Bewegung und durch die noch verminderte Divergenz der Bewegungslinien ein Aussetzen der subglacialen Akkumulation stattfindet. In geneigten Gebieten wird es sogar vorkommen, dass die Bewegungsfäden durch die Beschleunigung im Eisrande konvergieren, umgekehrt in ansteigenden noch mehr divergieren, womit im ersten Falle eine Abnahme, im zweiten eine Zunahme der Mergelakkumulation verbunden ist. Die Mergelauflagerung erklärt ausserdem die im Geröllglacial vorkommenden Stauchungen, welche jedoch niemals ihre supramoränen Teile betreffen, jedoch auch beim Fehlen von Mergel vorhanden sein können, teils vielleicht, weil dem Inlandeise hier eine Grundmoräne mangelt, teils weil die Art der Eisbewegung eine Ablagerung nicht zulässt. Daher sind Geröllsandhügel innerhalb eines unterbrochenen Endmoränenzuges auch dann noch als echt terminale Bildungen aufzufassen, wenn der Geschiebemergel an der dem Eisrande zugewandt gewesenen Seite der Hügel fehlt.

Alle früher beschriebenen Geröllrandmoränen weisen nun den für eine terminale Bildung notwendigen Bau auf*). Die beobachteten Stauchungserscheinungen in ihnen rühren also nur scheinbar von einer Oszillation des Eises her, sondern verdanken ihre Entstehung den beim Stillstande des Eises auftretenden Veränderungen in der Bewegungsart des Inlandeisrandes.

*) Es mag hier zu Gunsten der Objektivität meiner Felduntersuchungen erwähnt werden, dass die Beschreibung der Randmoränen bereits lange fertig vorlag, als ich diese Schlussfolgerungen aus meiner Theorie der Eisbewegung zog, sodass eine Beeinflussung meiner Vorstellung bei der Untersuchung des Baues der Randmoränen nicht möglich war.

Die Endmoränenbildung findet also in den Erscheinungen der steigenden und fallenden Divergenz und Konvergenz der Bewegungsfäden durch die eintretenden Geschwindigkeitsänderungen eine naturgemässe Deutung. Bevor der Eisrand in der Vorstossperiode zum Stillstand kommt, schiebt er sich trotz der beginnenden Abschwellung noch ein Stück vor, und derjenige des Eisrückzuges geht trotz einer eintretenden Schwellung noch einwenig zurück. Geht im ersten Falle aus dem Vorstoss ein Rückzug, im zweiten aus dem Rückzug ein Vorstoss hervor, ändert sich bei jenem die Konvergenz der Bewegungsfäden in Divergenz, bei diesem die Divergenz in Konvergenz, zwischen welchen beiden Bewegungsarten ein Moment eintreten muss, in dem die Stromfäden alle senkrecht durch ihre zugehörigen Niveauflächen gehen, d. h. die Strömung stationär ist. Dieser Bewegungszustand fällt bei der Endstillstandslage in die Zeit, in welcher sich der Rückzug bereits vorbereitet und mit der beginnenden Divergenz der Bewegungslinien anhebt, bei einer Stillstandslage während des Eisrückzuges jedoch muss jede stationäre Strömung fehlen, da sie erst beginnt mit einem sich vorbereitenden Vorstosse. Lokale Boden- neigung kann jedoch Abänderungen in der Bewegung erzeugen, welche gleichbedeutend mit einem Vorstosse sind, und ohne dass die Eisrandlage verlassen zu werden braucht, eine parallele oder konvergierende Lage der Bewegungslinien bewirken. Nun existiert aber in der Einschmelzzone der Umsatz der vertikal nach abwärts wirkenden, fortschreitenden Bewegung des Nährgebietes in die vertikal aufwärts fortschreitende des Randgebietes, sodass an dieser Stelle Erosion besteht, welche zum Eisrande hin an Grösse abnimmt und mit dem Inland- eise sich nach vorwärts oder rückwärts verschiebt. Die Erosions- wirkungen verstärken sich bei der Endstillstandslage infolge der sich steigernden Divergenz der Bewegungslinien. In Gebieten mit einer Neigung im Sinne der Eisbewegung müssen sie noch umfangreicher werden, sodass sich innerhalb eines zu einer solchen Endstillstandslage gehörenden Endmoränenbogens eine beckenartige Ausgrabung Platz greift. Auf diese Weise erklärt sich die Entstehung der zentralen Depressionen, z. B. des

Alpenvorlandes mit ihren Stamm- und Zungenbecken, wie sie uns in so trefflicher Weise in Verbindung mit den zugehörigen Endmoränen A. Penck und E. Brückner¹⁾ geschildert haben, und ebenso die von diesen Depressionen radial nach den Endmoränen hin ausstrahlenden Drumlins, deren Akkumulation auf die des erodierten, sowie des sich gleichzeitig neubildenden Materiales zurückgeführt werden dürfte.

Bei einer Stillstandslage während des Eisrückzuges liegen die Verhältnisse, wie schon gesagt, anders; es tritt nämlich ein ganz neuer Vorgang in die Erscheinung. Alle den Eisrand auf seinem Rückzuge erreichenden kleineren Schwellungen bewirken höchstens eine Verlangsamung des Rückzuges und eine Vergrößerung der Schmelzwassermenge, da die grössere Eismasse unter dem vertikal nach abwärts gerichteten Druck in der Einschmelzzone verflüssigt wird, durch deren Absorptionswirkungen daher die Mächtigkeitzunahme wieder aufgehoben wird. Anders liegt der Fall, wenn der Massenzuwachs der Schwellung so bedeutend ist, dass er die Grösse der Einschmelzung überwiegt, wie es für das Zustandekommen einer Stillstandslage anzunehmen ist, dann muss beim Durchgang der Schwellung durch die Einschmelzzone allmählich ein Umsatz der beiden Vertikalbewegungen entstehen, nämlich eine nach dem höchsten Punkte des Schwellungsrückens hingetreteter, zweiseitiger Druck, dessen Grösse im mittleren Teile des Randgebietes am stärksten ist und von da nach aussen abnimmt. Der Hebung des Eisrandes scheint daher sozusagen ein nach aufwärts gerichteter Zug zu folgen, der durch eine Emporpressung des Untergrundes ausgeglichen wird. Die Staumoränen sind demnach nicht immer rein terminale, jedoch stets submarginale Bildungen, welche hinter der eigentlichen Endmoräne liegen. Bei grösseren Endmoränen müssen sie Durchragungen und mit zunehmender Entfernung von der Aufschüttungsmoräne Einragungen bilden und zusammen mit Geschiebehügeln die End-

1) Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig (Ch. H. Tauchnitz) 1901—1905. Bis jetzt in 7 Lieferungen.

moränenlandschaft ausmachen. Bei grösseren Endmoränen ist die Endmoränenlandschaft daher nicht nur ein wesentlicher, sondern ein notwendiger Teil derselben, sodass dadurch die beiden sich gegenüberstehenden Anschauungen Salisburys¹⁾, ob die Endmoränenlandschaft und die Wahnschaffes²⁾, ob nur seine aus Geschiebekies bestehende Aufschüttungsmoräne, als die eigentliche Endmoräne aufzufassen ist, an Klarheit gewinnen.

Aus dem dargestellten Bildungsvorgang der Staumoränen ergibt sich deren sattelförmiger, bei höheren Drucken fächerförmiger Bau, der durch den Schub der sich weiterbewegenden Schwellung unter Umständen weitgehende Störungen durch einseitige Pressung, meist verbunden mit Grundmoränenein- und -anlagerungen, erfahren kann. Die aufpressenden Kräfte des Eisrandes müssen um so grösser sein, je schmaler dieser ist, d. h. in Gebieten mit einem Anstieg in der Richtung der Eisbewegung, am geringsten in flachen oder geneigten.

Als besonderer Fall hat die Entstehung von Durchragungsrücken zu gelten, welche in keiner Beziehung zu Aufschüttungsmoränen stehen, also unmittelbar am äussersten Rande des Eises entstanden sein können. Derartige Durchragungszüge würden sich entweder, wie schon erwähnt, in Gebieten mit schmalen Eisrändern bilden oder aber als Seitenmoränen vorgeschobener Gletscherloben. Die Entstehung einer solchen Zunge ist die Folge einer lokalen Beschleunigung der Eisbewegung, besitzt daher andere Strömungsverhältnisse als ihr Nachbargesamt. Erreicht nun eine Schwellung, die eine Stillstandslage bewirken soll, den Eisrand, so muss an der schmalen Wurzel der Zunge eine Stauung innerhalb des Schwellungsrückens hervorgerufen werden, sodass der ausgeübte Druck zuerst und vor allem gegen die Seiten der Zunge wirken muss. Die Bildung der von H. Schröder beschriebenen Durchragungszüge in der Uckermark und Vorpommern dürfte auf diese Weise zu erklären sein. Sie macht auch die Unterbrechungen bei

1) The drift of the North German Lowland (The American Geologist 1892 Vol. IX No. 5, S. 294-319).

2) Oberflächengestaltung 2. Aufl. 1901. S. 157.

derartigen Seitenmoränen, sowie das Fehlen von Endmoränen an der Spitze des Odergletschers verständlich. Die gleiche Deutung wäre für das in derselben Beeinflussungssphäre liegende Wilsickower Stauås anzunehmen, welches sich nach N hin in ein Geröllås fortsetzt, dessen Ásstrom in dem Winkel am Fusse der Zunge entsprang und wahrscheinlich eine zeitlang unter dem Eisrand entlang gelaufen ist.

Die gemachten Andeutungen über die Entstehung der Endmoränen im Verein mit der Theorie der Eisbewegung mögen genügen zur Klarstellung meiner Anschauungen; denn sie haben nur als solche in diese Lokalstudie Aufnahme gefunden, da deren Charakter durch eine weitgehende Berücksichtigung der mannigfaltigen Auffassungen anderer Autoren gelitten hätte, deren nachträgliche Erwähnung mir die Kritik meiner, von den üblichen Anschauungen abweichenden Theorie wohl Gelegenheit bieten wird.

2. Die Endmoränen Vorpommerns und Rügens, sowie der angrenzenden Gebiete Mecklenburgs und der Uckermark.

Die im Bereiche Vorpommerns und Rügens, sowie der angrenzenden Gebiete Mecklenburgs und der Uckermark festgestellten Endmoränenzüge laufen im allgemeinen in NW—SÖ-licher Richtung und folgen im grossen und ganzen den Längstälern mit Ausnahme der südlichen Zwischenendmoräne auf beiden Seiten des wahrscheinlich tektonisch vorangelegten mecklenburg—pommerschen Grenztales. Diese Längstäler stehen nun offenbar zu den Randmoränen im Kausalnexus, sind also als Randtäler aufzufassen und vertreten die meist fehlenden Sandr.

Es lassen sich nun 4 ausgeprägte Endmoränenzüge unterscheiden, 3 in Vorpommern und 1 auf Rügen (siehe beigegebene Karte). Von diesen 3 vorpommerschen ist der südlichste Moränenzug, der auf mecklenburgisches und uckermärkisches Gebiet herübergreifende, der bedeutendste und noch als Zwischenendmoräne anzusehen, ebenso der auf Rügen, während der mittlere von geringeren Dimensionen, nur Randmoräne ist,

und ebenso der ziemlich unbedeutende N-liche. Die S-liche Zwischenendmoräne liegt teilweise auf der N-lichen pommerschen, teilweise auf der S-lichen mecklenburgischen Seite des Grenztales, das von den Flüssen Recknitz, Trebel, Tollense und Landgraben durchströmt wird, sowie südlich der Galenbecker Seeniederung auf uckermärkischem Gebiete. Die mittlere Randmoräne befindet sich N-lich des unteren Peenetales und seiner NW-lichen Fortsetzung, des Ibitzgrabens und der Trebel, setzt aber dann quer über das Grenzthal nach Mecklenburg N-lich Marlow. Die N-liche Randmoräne hat nur teilweise ein Randtal, nämlich das Ziesetal, die Niederungswiesen des Rycks, des Rienegrabens und der Bertke, sowie die Endinger Niederung und das Barthetal. Das Endmoränenengebiet auf Rügen ist auf die Hügel von Bergen bis Patzig beschränkt, neben einigen endmoränenartigen Bildungen auf Mönchgut und des N-lichen Jasmund bei Ranzin. Ihr vorgelagert sind grosse flache, vertorfte Niederungen, die sich noch weiter SÖ-lich Bergen über Posewald, Vilmnitz gehen und in einer unterseeischen Rinne nach Usedom ihre Fortsetzung finden.

I. Die südliche Zwischenendmoräne.

Diese von Jatznick N-lich Pasewalk über Friedland, Clempenow und Demmin ziehende, bei Gnoien sich auflösende und in der Gegend von Tessin verschwindende Endmoräne hat in seinem SÖ-lichen Gebiete die bedeutendste Entwicklung, was wohl dem Umstande der Aufragung von Grundgebirge und älteren Diluvialbildungen zuzuschreiben ist, welche wie bei dem baltischen Höhenrücken einen Widerstand in der Eisbewegung und beim Rückzuge ein längeres Festhalten des Eisrandes bewirkt hat. Wegen ihrer unregelmässigen Ausbildung lässt sich bei ihr nicht, wie bei der baltischen Hauptendmoräne eine Trennung zwischen der äusseren Aufschüttungsmoräne und einer hinterliegenden Endmoränenlandschaft vornehmen, vielmehr sind die Geschiebekieshügel und die Bestreuungsfelder regellos zwischen einem Gewirr von Geröllsand- und Geschiebehügeln, sowie von Durch- und Einragungs-

rücken verstreut, wobei die Mächtigkeit der Bildungen nach NW ständig abnimmt.

Teilstrecke Jatznick-Friedland.

Diese Endmoräne zieht in einem ca. 30 km langem und 3-5 km breitem Zuge von Jatznick nach W mit einem Bogen nach NW bis Friedland und wird abgegrenzt durch eine Linie durch die Orte Jatznick, Rothemühl, Neuensund, Gehren, Galenbeck, Klockow, Sandhagen und Friedland, nach S durch die Orte Hammelstall, Rosenthal, Klepelshagen, Schönhausen, Matzdorf, Brohm, Jatzke, Grenzkow, Bassow und Roggenhagen. Sie erreicht in ihrem Ö-lichen Teile, in welchem Tertiär ansteht, Höhen im allgemeinen zwischen 30 und 70 m neben einzelnen von 100—124 m, im W-lichen Teile von durchschnittlich 20—60 m, ebenfalls mit Tertiärpunkten und im mittleren Teile, wo das Kreidegebirge hineinragt, solche von 80—110 m, stellenweise von 140—150 m. Mit der baltischen Endmoräne hat sie grosse Ähnlichkeit und stellt wie diese eine typische, wilde Endmoränenschaft dar. Ihre mittleren Partien, die sog. Bergkaveln setzen sich aus mehreren bis zu 12 Reihen Durchragungsrücken zusammen von unteren Sanden mit bald grösserer, bald geringerer seitlicher Anlagerung von Geschiebemergel. Bei vielen dieser Durchragungen, besonders der N-lichen Hälfte fehlt die Mergelanlagerung, bei anderen, vorwiegend der S-lichen findet eine fast vollständige Mergelüberdeckung statt, bis schliesslich anscheinend ganz aus blockreichem Geschiebelehm bestehende Rücken auftreten, die zum Teil zweifellos Einragungen sind. Schon von H. Schröder¹⁾ wurde auf die Ähnlichkeit dieser Höhen mit den von ihm beschriebenen Durchragungszügen hingewiesen, von denen die Pasewalk-Brüssower als ihre Fortsetzung aufzufassen ist. Die S-lichen Teile dieses Endmoränenbogens stellen ein buntes Gewirr von Durchragungs- und Aufschüttungsformen in teils kurzen Rücken, teils rundlichen Kuppen dar.

1) Jahrb. d. Kgl. preuss. geolog. Landesanst. für 1888. Berlin 1889, S. 180.

Im Endmoränengebiet des königlichen Forstes zwischen Jatznick und Rothemühl enthalten die zahlreichen, meist flachen, oft aber kegeligen Kuppen Geschiebekies von verschiedener Mächtigkeit. In einigen grossen Kiesgruben bieten sich uns mannigfaltige, oft verwickelte Lagerungsverhältnisse dar. Überall begegnet man den Wirkungen stark fliessender Wasser, die selbst dem Moränenkies eine Art Schichtung verliehen haben, wie dies auf der Lichtdrucktafel 16 ersichtlich ist. Es liegt nahe, dieses Vorwalten von Fluvioglacial auf die Tätigkeit eines starken subglacialen Schmelzwasserflusses zurückzuführen, wodurch die Landschaft diesen kamesartigen Charakter bekommen hat. Für diese Annahme spricht das Vorhandensein einer ausgedehnten Moränenterrasse zwischen Jatznick, Hammelstall, Spiegelberg und Kl. Luckow. Diese baut sich in der Nähe der Endmoräne aus groben Sand- und Kiesmassen und mit zunehmender Entfernung von derselben nach S aus feiner werdendem Geröllsand und schliesslich aus gesteinsfreiem Schwemmsand auf. Ihre Bildung dürfte sich eng anlehnen an das sich aus ihr heraus entwickelnde Hammelstall-Wilsickower Äs, welches früher beschrieben wurde (S. 58—60). Aus dem Auftreten des Äs und der Moränenterrasse lässt sich auf genetischen Zusammenhang beider mit der kamesartigen Ausbildung der Endmoräne schliessen. Neben einer Akkumulation müssen aber auch pressende Kräfte des Inlandeises am Aufbau der Endmoräne beteiligt gewesen sein, da nicht nur Durchragungen älterer Sande, sondern auch Aufpressungen und Stauchungen innerhalb der jungglacialen Geröllsand- und Geschiebekiesablagerungen vorkommen. Auf Tafel 18 gelangte ein derartiges mit kleinen Verwerfungen durchzogenes Profil durch eine Moränenkuppe, welche am Wege von der Oberförsterei Rothemühl nach Kl. Luckow liegt, zur Darstellung. Unter einer zapfenartig eingreifenden Geschiebesanddecke erscheint ein geschichteter Moränenkies, der innerhalb vorhandener Geröllpackungen grössere Lager von normalem Geschiebekies führt. Die Schichtenreihe ist durch zahlreiche Verwerfungen zerstückelt, eine Folgerscheinung der von der NO-Seite her eingepressten, durch

deutliche Druckschieferung ausgezeichnete Mergelbank. Unter letzterer befinden sich ausserdem stark aufgebogene, intramöräne Grandschichten, die sich weiter S-lich an die im Profil abgebildete Blockpackung anlegen und zum Hangenden ohne deutliche Grenze verschwinden.

Den Nordabhang der Endmoräne zur Galenbecker Niederung entlang zieht sich noch ein Strich Moränenkies mit auffallend horizontalen, stark diskordanten Schichten, die, wie es scheint, frei von Verwerfungen sind. Nur zu oberst und in Nestern ist er ein typischer, ungeschichteter Geschiebekies, z. B. am Röthpohl bei Galenbeck ungefähr $1\frac{3}{4}$ m mächtig und ruht auf in Kies auskeilenden Sanden, die wiederum zum Liegenden in Geschiebekies überzugehen scheinen. Neben diesen Moränenkiesfeldern bilden die N-Abhänge des Endmoränengebietes langgestreckte blockreiche Geschieberücken, z. B. bei Neuensund und schmale, oft kammartige Durchragungswälle, z. B. der Fuchsberg SÖ-lich von Gehren. Von der S-Seite der Bergkaveln wurden bereits die NW—SO streichenden Geschiebelehrmücken erwähnt, deren zwischenliegende Senken oft mit schmalen Seen und länglichen mit Moor erfüllten Depressionen besetzt sind, wie bei Matzdorf, Schönhausen und Klepelshagen. Schon Geinitz ¹⁾ kennzeichnet dieses Gebiet als zu einer Endmoräne gehörig und zwar folgendermassen: „Südöstlich Friedland finden wir in den 132 m hohen Bröhmer-Bergen bei Matzdorf, in denen bei Johannisberg Turonkreide und der Septarienton zu Tage treten, die wilde Moränenlandschaft wieder. Der Boden ist von gewaltigen Blöcken oft wie übersät, cyclopische Mauern an den Wegen und in den Dörfern. (In Jatzke, Brohm, Heinrichswalde, Matzdorf)“.

NW-lich der Bröhmer Berge teilt sich der bis jetzt einheitliche Moränenbogen in 2 Teile, von denen der eine dieselbe Richtung bis Friedland fortsetzt, der andere einen kleinen W-lichen Bogen macht. Sein N-liches Stück ist ein flachwelliges, stellenweise ebenes Terrain zwischen 16 und

1) A. a. O. Endmoränen Mecklg. 1894. S. 33.

32 m Meereshöhe. Es sind teilweise ein sehr geschiebereiches Mergelgebiet, z. B. zwischen Lübbersdorf, Friedland, N-lich Klockow, teilweise aber blockführende Geröllsandflächen, z. B. SÖ-lich Lübbersdorf bei Kotelow, Sandhagen bei Friedland. Diese Bestreuungsmoräne gab seit Jahren eine bedeutende Menge von Geschiebeblöcken für Bauzwecke her, besonders scheint bei Klockow der Mergelboden ganz mit Blöcken durchsetzt zu sein, stellenweise auch mit Nestern von Kies und Sand. Von Klockow aus nach dem Schwichtenberger Geröllsandgebiete nimmt der Blockreichtum schnell ab. Das S-lich von Brohm über Heinrichswalde, Jatzke, Grenzkow bis in die Gegend von Roggenhagen gehende Stück ist ein flachwelliges Bestreuungsmoränengebiet, das mit zahlreichen rundlichen und grabenartigen Vertiefungen erfüllt ist. Diese Bestreuungsfelder führen bei Grenzkow einige Geschiebekiespackungen, z. B. in der Nähe der Chaussée eine solche von ca. 4 m Mächtigkeit. Auf der W-Seite des Datzetales verlieren sie sich in der Gegend von Roggenhagen, nachdem noch bei Bassow einige blockreiche Kieskuppen und Sandhügel zur Ausbildung gelangen. Die bei Bassow in unmittelbarer Nähe des Talrandes liegenden Kuppen (Kanzleiberg) scheinen mit der Talbildung in Beziehung zu stehen. Ihre geschichteten Kies- und Sandlagen umhüllen einen stark erodierten Kern von Geschiebelehm. Sie sind senkrecht zur Talrichtung auf der dem Tale zugewandten Seite zu demselben hin geneigt, auf der abgewandten, also nach NW, fast horizontal gelagert, und bilden parallel dem Talrande einen schwach gewölbten Sattel. Nach NO nehmen sie ausserdem beständig an Korngrösse zu und endigen ungefähr in der Mitte des Talrandes mit einem groben Kiese, während sie nach SW sandiger werden, teilweise verlehmt sind und noch losgelöste Reste von Mergel bergen.

Als ein späterer nördlicher Abzweig des Jatznick-Friedländer Endmoränenzuges hat das flachwellige nur 10—16 m hohe, in O—W-licher Richtung ziehende Moränenfeld von Putzar nach Wietstock, N-lich der Galenbecker Niederung und des Gr. Landgrabens zu gelten. Es ist von Putzar bis Löwitz

ein Gebiet mit einem ausserordentlich blockreichen, meist sandigen Geschiebelehm, der meist auf Sanden und Kiesen mit einzelnen, bis 2 m und mehr mächtigen Blocknestern ruht. Von dem Blockreichtum dieser Gegend zeugen die zu Mauern und Stallungen aufgebauten Blockmassen, besonders in der Umgebung des Schlosses, sowie der fast beständig bei Sophienhof betriebene Abbau von Steinen. Dieser Geschiebelehmstreifen verliert bei Löwitz zum grössten Teil seine Blockbestreuung und macht Durchragungen und Einragungen von feinen, horizontal geschichteten Sanden und Granden Platz. Er geht nach O weiter in einem mit zahlreichen Blöcken besäten Geröllsandstreifen, der durch Ausläufer des Stauseegebietes mehrfach zerteilt ist, bis in die Gegend von Wietstock und Borkenfriede, wo er besonders in den niedrigen Kiefernwaldungen der „Tannenheide“ und des „Hohen Feldes“, weniger in den nach Schmuggerow hin gelegenen „Löwitzer Tannen“ reich an Blöcken ist. Nach W schliesst er sich mit den bei Glien N-lich Putzar liegenden blockreichen Sandgebiete durch mehrere nach Drewelow hinziehende ca. 40—55 m hohe Geröllsandrücken an die von Friedland nach Clempenow sich fortsetzenden Endmoränenzug an.

Teilstrecke Friedland-Clempenow.

Dieses Stück der Endmoräne verbreitet sich zum grösseren Teile auf der N-Seite des Grenztales und zwar in unmittelbarer Nähe des Tales. Es ist ein flachwelliges, nur 15—35 m. ü. M. liegendes Moränenfeld, vorwiegend aus Geröllsanden bestehend, durch welche an verschiedenen Stellen der Geschiebelehm hindurchblickt. Nur sein N-licher Teil besitzt flache Geschiebelehmwellen zwischen den Orten Clempenow, Gr. Below, Neuendorf, Janow und Iven, deren Blockbestreuung eine so bedeutende ist, dass schon seit Jahren eine ausgedehnte Abfuhr der Steine mit Hülfe der Demmin-Treptower und Anklamer Kleinbahn existiert. Ausser Blockbestreuungen trifft man hier interessante Stauchungserscheinungen. In einigen grossen, unmittelbar am Talrand gelegenen Gruben

zwischen Clempenow und Breest boten sich folgende Lagerungsverhältnisse dar, die zum Teil auf Tafel 19 zur Wiedergabe gelangt sind. Die Schichten des mittleren Diluviums, Kiese Sande und graubraune bis braune Tone sind durch einen Schub aus N-licher Richtung zusammengestaucht und aufgedrückt. Sie sind im Quer- wie Längsprofil stark verbogen und verschlungen. In dem Längsprofil auf Tafel 19 ist ein Schnitt in NNW—SSÖ-licher Richtung abgebildet, bei späterem Abbau konnte ein annähernd senkrecht dazu liegendes Profil durch den mittleren kiesigen Teil gewonnen werden. Dieses zeigt nicht so starke Zusammenschiebungen wohl aber eine Aufrichtung der Schichten, die hier viel grössere Diskordanz besitzen und als mehrfach zerschlitzte, mit ihren Längsseiten oft verschmelzende Zungen endigen. Diese Kiesschichten dürften in ihren hangenden Teilen noch teilweise zum oberen Diluvium zu rechnen sein, da sie in der Richtung des Talrandes in ungestörte, diskordante Kies- und Sandmassen übergehen, die den oberen Geschiebemergel überlagern. An anderer Stelle gehen sie zum Hangenden direkt in eine Geschiebekiespackung und auf der NNW- und N-Seite in eine Mergelanlagerung über.

Eine ähnliche, jedoch nicht so bedeutende Stauchung konnte in einer Sandgrube N-lich von Gr. Below in schön geschichteten Sanden unter blockreichem Geschiebemergel gesehen werden. Der an den Geschiebestreifen von Clempenow bis Janow ungefähr bei Neuendorf sich nach S hin anschliessende und bis Boldekow reichende Geröllsandstreifen ist ein flaches Gebiet, welchem einige niedrige Sandrücken und rundliche Kuppen aufgesetzt und dem in dem südlich zwischen Boldekow, Rubenow und Bornthin gelegenen, etwas sandigem Mergelstriche zahlreiche für Randmoränen charakteristische, grabenartige und mit Reihen von Söllen erfüllte, gewundene Furchen eingesenkt sind. Diese Sollfurchen sind stellenweise ganz mit Blöcken besät und enthalten zwischen den Söllen bisweilen kleine Geschiebekieslager, während in der direkten Umgebung der Sölle selbst meistens ein fetter Geschiebelehm steht. Nach dem Landgrabentale zu erweitern sich diese Senken zu kleinen

Seitentälern bei Rubenow und Bornthin (siehe den beigegebenen Messtischblatt-Ausschnitt Fig. 9). Zu der allgemeinen Blockbestreuung kommen im W-lichen Teile des Ge-



Fig. 9.

Ausschnitt aus Messtischblatt Spantekow, Nr. 858.

bietet noch kleinere Blockpackungen vor, die z. B. in Kiesgruben bei Rehberg und Landskron ausgebeutet werden. Blockmauern und andere Bauten aus Geschieben, z. B. die Ruine Landskron, sind in der ganzen Gegend verbreitet. Die Steinbestreuung

nimmt im allgemeinen nach SO hin bei Boldekow ab, wo der 46,7 m hohe Cavelberg eine Einragung in einen ziemlich blockreichen Geschiebemergel darstellt.

Das S-lich des Grenztales auf mecklenburgischem Gebiete auftretende Stück dieses Endmoränenstreifens von Friedland bis Ramelow und Schwanbeck ist von E. Geinitz¹⁾ folgendermassen geschildert worden: „Ein kolossaler Reichtum an grossen Blöcken ist bei Ramelow, Dischley z. Th. bei Schwanbeck vorhanden, der auf erstgenannter Feldmark auch zu einer Ausnutzung in grösserem Masstabe Veranlassung gegeben hat. Die Blöcke liegen in grösster Massenhaftigkeit z. Th. auf der Oberfläche, z. Th. dicht unter derselben, in mildem Geschiebelehm Boden, z. Th. auch zu Steinpackungen vereint. Die Blöcke sind früher zu zahllosen Haufen und Mauern zusammengetragen und an den Talgehängen herabgestürzt worden, ohne dass dadurch eine erhebliche Reinigung des Bodens von der Unmenge von riesigen Steinen erzielt werden konnte; gewaltige Steinstufen sind aus den Findlingen geschlagen worden. Der Geschiebemergel erreicht eine Mächtigkeit von 5 m und lagert auf Diluvialsand, hohe Moränenkämme sind auf dem 25 m ansteigenden, einfach gewölbten Plateaurest nicht vorhanden, aber die Blockanhäufung scheint einem breiten Streifen anzugehören, der über den Hof Ramelow geht; nur an der Grenze nach Bresewitz trifft man einen niedrigen Rücken von fast reiner Steinpackung in der Niederung. Auch bei Dischley liegen in mehr sandigem Boden massenhafte Blöcke.“ Charakteristisch für diese Gegend sind die kleinen, runden und elliptischen Buckel, welche gerade die meisten Blöcke führen. Der sandige Lehm überlagert jedoch, wie dieses an verschiedenen Stellen in vorhandenen Gruben bei Bresewitz W-lich der Bahn nach Demmin und Ö-lich der Bahn nach Jarmen zu sehen, einen groben, an grossen Rollblöcken reichen Kies mit einzelnen Geschieben. In der Ziegeleigrube trifft man kleine

1) Endmoränen Mecklbg., S. 33.

Einpressungen von Septarienton¹⁾ und zahlreiche Septarien, sodass das Grundgebirge hier eben so, wie direkt W-lich Friedland bei Salow, in unbedeutender Tiefe anzustehen scheint.

Teilstrecke Demmin-Clempenow.

Dieser Endmoränenzug zieht sich auf der S-Seite des Grenztales von S-lich Demmin über Utzedel, Roidin, Hohenmocker und zugleich sein S-lich vorgeschobener Bogen, die früher beschriebene Geröllrandmoräne, von Seltz über Mühlenhagen nach Weltzin und greift zwischen Utzedel und Roidin mit einer Spitze nach N über das Grenztal hinweg zwischen Vanselow und Schmarsow. Er ist vorwiegend als stark mit Blöcken bestreuter Geröllsandstreifen entwickelt, in welchem es zwischen Utzedel und Leistenow, sowie zwischen Roidin und Hohenmocker, ausserdem bei Weltzin zur Bildung von Kames kommt. (S. 83—85.)

Das W-liche Stück zwischen Peene und Auegraben ist ein ca. von 18 auf 40 m ansteigendes, anfangs flaches, nach SO hin kuppiger werdendes Gebiet, das nach dem Auegraben zu durch Bildung von Seitentälern in mehrere, steil abfallende Hügel zerlegt wird (Eiksberge, Buschmühler Wald). Es hat in seinem N-lichen Teile mehrere kleinere Blockpackungen aufzuweisen, die z. B. N-lich des Exerzierplatzes in einer Grube mehrfach mit geschichteten Kiesen, sowie mit Mergelschollen und kiesigem Lehm wechsellagern. Sein S-licher Rand zwischen Lindenfelde, Flemmendorf und Buschmühl ist, besonders an der Seite des flachen Randtales, mit Blöcken besät.

Das Ö-liche Stück besteht ausser den schon oben bezeichneten Kames, deren Ausläufer sich noch in der Gegend von Tenzerow bemerklich machen, aus mehreren parallelen, ca. 60—82 m hohen NW—SO laufenden Staumoränenrücken mit Kernen von unteren Sanden. Oberflächlich tragen diese besonders in der Gegend von Buchholz und Hohen-Büssow

1) W. Deecke: Einige neue Aufschlüsse im Flötzgebirge Vorpommerns usw. (Zeitsch. d. Deutsch. geolog. Gesell. Brief des Monatsber. Nr. 1. Jahrg. 1905.) S. 13.

Geschiebebestreuungen, die in einigen kleinen, scharfeingeschnittenen Seitentälern der Tollense in Folge der Talbildung zu kleinen Blockmeeren geworden sind. Das Verbindungsglied dieses Moränenstückes mit dem weiter S-lichen, auf der N-lichen Talseite befindlichen liegt in dem Geschiebestreifen zwischen Wietzow, Daberkow und Gr.-Below, wo seit einigen Jahren die zu zahlreichen Haufen aufgetürmten Blöcke an Ort und Stelle zu Pflastersteinen verhauen und dann verschickt werden. In einzelnen Kiesgruben, besonders nach der Seite von Daberkow hin, finden sich ausserdem einzelne Blocknester.

Das isolierte, N-lich des Tollensetales auftretende Moränenstück, welches die Lücke zwischen den beiden Kameslandschaften von Utzedel und Roidin ausfüllt, ist ein aus Sand- und Kiesrücken, sowie -kuppen bestehender Geröllsandstreifen zwischen Sieden-Brünzow, Leppin und Schmarsow. In ihm kommen zwischen Vanselow, Schmarsow und Marienfelde die für die Randmoränen charakteristischen Reihen von niedrigen Kieskuppen mit Söllen vor, die sich zu gewundenen Bögen zusammenschliessen. Eine solche Kieskuppe ist im Radeberg durch die Bahnstrecke bei der Haltestelle angeschnitten und enthält zuoberst einen lehmigen Sand und Kies, zu unterst gröberen mit zahlreichen Blöcken und kleinen Geschiebepackungen.

Teilstrecke Gnoiien-Demmin.

Die NW-lich von Demmin zu beiden Seiten des Trebeltales sich verbreitenden Moränenstücke setzen sich aus 3 Teilen zusammen, von denen zwei und zwar eins bei Gr. Methling, Bobbin und Brudersdorf und eins bei Drönnewitz und Deven, auf der S-lichen Talseite liegen, während das dritte auf der N-lichen von Nossendorf und Volksdorf, sich als Bindeglied zwischen die beiden anderen einschiebt. Das Stück von Deven bis Beestland ist ein Geröllsandstreifen, der besonders in der Umgebung von Drönnewitz mit Geschieben stark bestreut ist; dasjenige von Brudersdorf und Gr. Methling, in der Fortsetzung des Gnoiener Äs und quer dazu gelegen, er-

wähnt schon E. Geinitz und beschreibt später von ihm auch Stauchungserscheinungen.¹⁾

Diese Stauchungen betreffen, soweit dies aus den ziemlich dürftigen Aufschlüssen ersichtlich, wahrscheinlich intramoräne Kies- und Sandschichten. Auf dem Ö-lich von Gr. Methling gelegenen Mergelrücken konnte ich zu Tage tretende blockreiche Kiese, die nicht nur stark verbogen, sondern oft ganz zerstückelt und verworfen waren, beobachten. Als NW-liche Fortsetzung dieses Geschiebestreifens sind die Kameskuppen W-lich bei Kl. Methling und Bobbin anzusehen, und als Ö-liche das geschiebereiche Geröllsandgebiet SÖ-lich von Brudersdorf. Das zugehörige Endmoränenstück auf der N-seite des Tales ist ein ganz flaches ca. 5—12 m hohes Geschiebelehmgebände mit einer ganz enorm grossen Blockbestreuung, sodass schon seit vielen Jahren, besonders von Annenhof aus, eine geregelte Steinabfuhr auf der Trebel und Peene nach Stettin hin stattgefunden hat. Dieser Geschiebestreifen reicht, wenn auch nicht mehr mit so starker Bestreuung, über den N-lich angrenzenden Scheidegraben nach Toitz, Medrow und Rodde hinüber.

Die letzten N-lichen Ausläufer dieses Endmoränenzuges treten in den Kames bei Behren-Lübchin auf, von wo sie nach der Bodenkonfiguration zu schliessen, in W-licher Richtung fortgehen müssen, jedoch durch die hier beginnende, nach W und NW hin sich ausdehnende Heidesandüberlagerung verdeckt sind. Diese bis an die Ostsee reichenden Sandflächen stellen ein Übersandungsgebiet dar,²⁾ welches durch das Überfliessen der im Grenztale gestauten Schmelzwasser entstanden sein dürfte. In den Kieshügeln unmittelbar W-lich Tessin scheinen Andeutungen von Endmoränenresten vorhanden zu sein.

1) Archiv d. Ver. d. Fr. d. Naturg. Mecklenburgs. 47. Jahr. Güstrow 1894, S. 7; desgl. a. a. O. Endmoränen.

2) A. Hollenders nennt eine derartige Bildung wörtlich „Überrieselungsgebiet“ — ofversilmingsområde — (Geolog. Foren. Förhg. 19. 1897; Om några egendomligheter i vatten dragens lopp i östra Småland. S. 355.)

II. Die mittlere Randmoräne.

Die mittlere Randmoräne läuft von Jankendorf N-lich Marlow in OSÖ-licher Richtung über Drechow, Vorland, Gr. Rakow, Pustow, Gr. Kiesow, Hohendorf nach Wehrland N-lich Lassan und zwar annähernd parallel den Randtälern, Trebel, Ibitzgraben und Peene.

Teilstrecke Hohendorf-Wehrland.

An die ausgedehnte Kameslandschaft von Hohendorf bei Wolgast (siehe S. 90) setzt sich in fast halbkreisförmigen Bogen eine über Steinfurth, Wahlendow, Buggow, Weibnitz, Waschow nach Wehrland ziehende Randmoräne, die teilweise ziemlich scharf hervortretende Rücken und Gruppen von Hügelkuppen darstellt. Sie ist bei Wahlendow am besten ausgeprägt und bietet uns in einer ausgedehnten Kiesgrube am Kuhberger Holz, aus welcher zur Herstellung eines Bahndammes und zur Beschotterung des Bahnkörpers der Buddenhäger Kleinbahn das nötige Material geholt wurde, ein interessantes Profil in den bei meinem Besuche noch frisch erhaltenen Grubenwänden. Dieses (Taf. 18) zeigt auf der SW-Seite durch Mergelanlagerung aufgebogene Sand- und Kiesschichten. Der Mergel wird zu oberst von einem inglacialen sandigen, nach NO kiesig werdenden Lehm ersetzt, der seinerseits wiederum einem ungeschichteten Geschiebekies mit lehmiger Übergangszone Platz macht. Weiter N-lich geht diese Blockpackung in gleicher Weise allmählich in normalen Grundmoränenmergel über. Sie macht sich äusserlich an diesem, sowie an anderen Hügeln als ein kleiner Buckel kenntlich. Der Rücken hat ausserdem auf seiner SW-Seite eine Überdeckung mit Geröllsanden erfahren, deren Mächtigkeit nach NW bis Steinfurth zunimmt. Die vereinzelt auftretenden Blockpackungen lösen sich nach NW ebenfalls in eine ziemlich gleichmässige Geschiebestreuung auf. Die ungeschichteten Geschiebesande werden im nördlichen Teile des Rückens mächtiger und überlagern gleichmässig parallel geschichtete, sanft gewellte, kleine Tonbänkchen enthaltende, fast geröllfreie Sande. Die Mächtigkeit dieser Geröllsande muss

ziemlich bedeutend sein, da alle Brunnen des Hügels zwischen Steinfurth und Pamitz kein Grundwasser halten können, sodass man im ersteren Orte zur Anlage von Kesselbrunnen in dem Quertale gezwungen ist, welches aus dem Buddenhäger Stauseegebiet kommt. An anderen Stellen der Randmoräne, besonders in dem nach Buggow gelegenen Stück begegnet man neben Aufpressungen von gesteinsfreien Sanden noch solchen von Schluffsandten mit Tonbänken.

Der östliche Teil dieses Moränenbogens stellt ein Gewirr von kleinen Kuppen und Rücken dar, die sehr wohl das Bild einer Endmoränenlandschaft im Kleinen wiedergeben. Er setzt sich der Hauptsache nach aus blockbesäten Lehmhügeln und einzelnen Kieskuppen zusammen, die verschiedentlich Blockanreicherungen aufweisen und in der Gegend von Weibitz aus einer Gruppe von Geröllsandhügeln bestehen mit einem an die Kameslandschaft erinnernden Aussehen (Fuchsberg 41,3 m). An diese dürren Sandkuppen reihen sich S-lich flachere Sandhügel mit zwischenliegenden, teilweise versumpften Depressionen, an deren Gehänge Mergel zu Tage tritt. Diese Bildungen geben auch eine Erklärung ab für die S-lich von ihnen in der Randmoräne auftretende, durch die abfließenden Schmelzwässer geschaffene Lücke, die zwischen Buggow und Warnekow von einem Geröllsandfeld mit horizontalgeschichteten Heidesanden in seinem W-lichen Teile und mit Kiesbänken in seinem Ö-lichen ausgefüllt wird. Ausser diesem Rollseinfeld-artigen Gebiete, welches als Moränenterrasse anzusehen ist, existieren hier längliche Depressionen und ein über Warnekow zwischen Libnow und Pinnow durchziehendes und besonders im südlichen Teile von Geröllsandbildungen begleitetes Erosionstal mit dem zur Peene abfließenden Mühlenbache.

Teilstrecke Gr. Kiesow-Hohendorf.

Das sich an die Hohendorfer Kameslandschaft nach W ansetzende Stück der Randmoräne ist ein breiter, jedoch deutlich ausgeprägter, aber nach Gr. Kiesow hin sich verflachender Geschiebelehmücken, auf dem an verschiedenen

Stellen Kiese durchtreten. Von seinem Bau konnte in den grossen Kiesgruben auf beiden Seiten der Wolgaster Chaussee bei Mökow und Lühmannsdorf eine hinreichende Vorstellung gewonnen werden. Im S-lichen Teile begegnet man diskordant geschichteten ungestörten Kiesmassen mit einer Mergelanlagerung und im mittleren des Hügels einer sattelförmigen Aufpressung der liegenden, geschichteten mitteldiluvialen Sande und Tone. Der hier vorkommende braune bis graubraune hvitåglaciale Ton, der dem Grimmer- und Wolgaster Tone ähnlich ist, scheint in dieser Gegend eine ziemliche Mächtigkeit zu besitzen; denn er wurde z. B. auf der Försterei Ranzin bei Züssow, nach gütiger Mitteilung des Brunnenmachers Güldenpfennig aus Gützkow mit $5\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit unter $9\frac{1}{2}$ m Mergel erbohrt. In dem genannten Aufschlusse werden nun die aufgepressten Tone und der Geschiebemergel von jungglacialen Kiesschichten überlagert, welche durch eine nochmalige Anlagerung von Geschiebemergel im nördlichen Teile des Rückens zusammengestaucht und verbogen sind. Es macht sich hier wiederum eine Entwicklung in 2 Phasen bemerkbar, wie dies bereits bei anderen Geröllrandmoränen hervorgehoben wurde. Nach Züssow und Kl. Kiesow verliert sich die Randmoräne in einem flachwelligen, stellenweise sehr stark von Blöcken bedeckten Geschiebestreifen. Bei diesen Orten existieren in dem Winkel, welchen die Randmoräne mit ihrer W-lichen Fortsetzung bildet, Erosionsrinnen, die sich südwärts zu regelrechten Tälern, denen der Schwinge und der Swinow erweitern. Ihre erodierten Lehmhügel besitzen an ihrer N-Seite Geröllanlagerungen und tragen bei Dambeck ausserdem einen blockreichen Geröllsandrücken. Aus Blöcken erbaute Mauern sind sowohl hier, als in Gr. Kiesow und Kl. Kiesow zu finden.

Teilstrecke Pustow-Gr. Kiesow.

Dieser Teil der von Gr. Kiesow über Cammin, Behrenhof, Dargelin, Neu-Negentin, Kl. Zastrow nach Pustow laufende Randmoräne ist der Hauptsache nach im Ö-lichen Teile ein fast ebener, im W-lichen sich zu einigen flachen Terrainwellen und Rücken erhebender, im allgemeinen ca. 35—45 m hoher

Geschiebestreifen, dessen Blockbestreuung stellenweise z. B. im Lustholz bei Kl. Zastrow, zu bedeutenden Beträgen anwächst. Von dem fast ebenen, zum Peenetal hin auf 17—19 m abfallenden Vorlande hebt er sich, besonders im W-lichen Teile, als deutlicher Terrainabsatz ab. An seinem N-lichen Rande wird er von der früher beschriebenen, ca 13 km langen Geröllrandmoräne von Kl. Zastrow bis Behrenhof begrenzt. Vor derselben liegt bei Cammin ein von mehreren Senken begleiteter, unmittelbar vor der Moräne sich gabelnder 8½ km langer Äsrücken, der über Bandelin in WSW-licher Richtung nach Cuntzow zieht. Dieser besteht aus Sand- und Kiesschichten, die stellenweise lehmig werden und trägt eine bedeutende Anzahl Geschiebeblöcke, sodass er fast den Eindruck einer Endmoräne macht. Über seine Lagerungsverhältnisse liess sich wegen Mangels an Aufschlüssen nichts Näheres feststellen.

An dieser Stelle sei noch als Abzweigung dieser Randmoräne ein Geschiebestreifen erwähnt, der S-lich Gützkow auf der S-Seite des Peenetales bei Gr. Toitin anfängt und sich über Padderow und Neetzow bis Steinmocker und nach einer Unterbrechung von Nerdin und Bläsewitz auf der N-Seite eines kleinen Randtales verbreitet, welches durch den sog. grossen Abzugsgraben und seine über Crien nach OSO hin laufende Fortsetzung in Gestalt eines breiten Wiesentales gebildet wird. Zu ihm ist auch wohl der isoliert liegende 20 m hohe Lindenberg bei Görke zu rechnen, ein Geschiebelehmhügel mit meist nur kleinen Blöcken und einem sandigen, auf der S-Seite in geschichtete Sande und Kiese ausgeilenden Geschiebekies. In seinem Innern enthält er sattelförmig aufgedrückte, geschichtete feine Sande und graue, gebänderte, nach unten braune und stellenweise laubgrüne Tone, dieselben, welche in der anstossenden Niederung ca. 1—2 m ü. M. unter Geröllsanden auftreten und bei Pentin an dem N-Rande des Peenetales zu Ziegeleizwecken abgebaut werden. Dieser Moränenstreifen findet auf der N-Seite des Peenetales durch ein blockbestreutes Lehmgebiet W-lich Gützkow an die Randmoräne in der Gegend von Cammin Anschluss.

Teilstrecke Bassin-Gr. Rakow-Pustow.

Mit der schon beschriebenen Kameslandschaft von Pustow (S. 88) beginnt die W-liche Fortsetzung der Randmoräne, die über Sassen, Treuen, Gülzow^{*)}, Gr. Rakow, Wendisch-Baggendorf nach Bassin zieht. Sie ist in ihrem Ö-lichen Teile von Pustow bis Gülzow ein mit Blöcken reich bedeckter Geschiebestreifen mit eingestreuten Kieshügeln und einer bald mehr, bald weniger starken Geröllsandbedeckung. Ihre Blockbestreuung ist in dem Gebiete Sassen, Treuen und Pustow, in welchen Orten Steinmauern zahlreich vorhanden sind, eine sehr ausgedehnte, wird in einigen Kieskuppen zu kleineren Packungen und erweitert sich im Schwingetal in Folge der Erosion zu Blockmeeren. Zwischen Pustow und Sassen treten in der Randmoräne ca. NNO—SSW streichende, sandige Lehmücken mit drumlinähnlicher Ausbildung auf. Sie setzen sich aus ungeschichteten, stellenweise eine unbedeutende Sedi-mentierung zeigende, meist etwas lehmige Sande und aus sandigem Lehm, sowie typischen inglacialem Mergel zusammen. An verschiedenen Punkten, besonders bei Treuen und Pustow erkennt man zwischen den Lehmhügeln deutliche, vereinzelt mit feingeschichteten Sanden erfüllte, zum Schwingetal laufende Erosionsfurchen.

Der Übergang dieses Teils zu der W-lich angrenzenden, 4 km langen von Gülzow bis Kl. Rakow reichenden und bereits eingehend geschilderten Geröllrandmoräne wird durch eine unregelmässige, mit Blöcken bestreute Hügelgruppe aus Geröllsand zwischen Treuen, Schmietkow und Gülzow gebildet. Bei Kl. Rakow ist die Randmoräne durch Kames vertreten (S. 87). Zwischen Gr. Rakow, Dönnie und Ölsdorf ist sie als ebener Geschiebestreifen ausgebildet, deren Blöcke hier zum Teil zu Mauern aufgetürmt, bereits vor Jahren viel gegraben und verschickt sind. Bei Ölsdorf geht sie allmählich in die früher behandelte Geröllrandmoräne zwischen Strehlow und Wendisch-Baggendorf über. Der Sandr wird auch hier durch einige zum

^{*)} Erwähnt sei hier das Vorkommen wendischer Burgwälle bei Gülzow, Nielitz, zu deren Herstellung, wie auch an anderen Orten, die natürlichen, rückenartigen Geländeunebenheiten benutzt sind.

Ibitzgraben laufende Furchen bei Bretwisch, Strehlow und Turow ersetzt. Das Verbindungsstück mit den Kames bei Bassin (S. 86) ist in den mit Blöcken bedeckten, über Wendisch-Baggendorf sich zur Geröllendmoräne erstreckenden Geschiebelehrücken, sowie auch vielleicht noch in den bogenartig von hier aus nach Kirch-Baggendorf gehenden Geschiebewellen, „billows“, zu suchen.

Als zu diesem Teile der Randmoräne gehörende N-liche Abzweigung ist der schon beschriebene Staumoränenrücken zwischen Grimmen und Barkow zu betrachten, sowie ein isoliertes Stück Geschiebestreifen von Lüssow nach Gr. Bisdorf, das seinerseits in den bei Neu-Ungnade beginnenden, über Helmshagen, Potthagen, Güst, Diedrichshagen, Hanshagen, Carbow, Jägerhof nach Hohendorf ziehenden Geröllsandstreifen seine Fortsetzung findet.

Teilstrecke Jankendorf-Vorland.

Dieser Randmoränenstreifen von Vorland über Angerode, Pöglitz, Drechow, Eixen, Stromsdorf, Palmzin bis Jankendorf steht in seiner äusseren Erscheinungsform bedeutend hinter den bereits beschriebenen Zügen zurück. Er ist ein ganz flachwelliger, nur zwischen Vorland und Angerode in mehreren etwas höheren Rücken hervortretender Geschiebestreifen mit einer ziemlich gleichmässigen, nicht gerade bedeutenden Blockbestreuung, die im Gebiete des Blinden-Trebeltales wohl infolge der Talbildung, in Zusammenhang mit dem dort auftretenden blockreichen Rollsteinfeld von Reckentin (S. 68) eine Anreicherung erfährt. In unmittelbarer Nähe des Talrandes und sich an denselben talwärts anlegend, schieben sich in dieselbe ausserdem mehrere, in der SW-Richtung verlängerte, blockreiche Geröllsandrücken ein, die mit der Talbildung genetisch verbundene Uferwellen darstellen. Sie sind als randliche Talsandaufhäufungen aufzufassen und enthalten verschiedentlich Reste des mergeligen Plateaurandes, sind also gewissermassen Bindeglieder zwischen den Talsandterrassen und den Woorten.

Als charakteristisch für den W-lichen Teil des Geschiebe-

streifens hat das Vorhandensein unregelmässiger Erosionsfurchen und das Vorkommen der vor den Randmoränen liegenden, flachen Rinnen mit Sollreihen in dem Gebiete zwischen der Blinden Trebel bei Drechow bis Tribsees und des Grenztales mit der Recknitz bis N-lich Sülze zu gelten. Diese Sollreihenfurchen schliessen sich zu nach N offenen Bögen kettenartig aneinander, haben Lehmuntergrund mit nicht unbedeutender Blockanreicherung und stellenweise Geschiebekieseinlagerungen. Ihre ganze Anlage weist auf einen Zusammenhang mit der marginalen Erosion durch Gletscherbäche, verbunden mit einem einseitigen Abflusse hin. Ein ähnliches Gebiet liegt in dem nördlichen Teilstück unmittelbar am N-lichen Recknitztalrande zwischen Semlow und Kamitz, welches sich vom ersteren nur dadurch unterscheidet, dass innerhalb der Sollreihen sich gelegentlich Kuppen und Rücken von Kies erheben, wie dies ähnlich aus dem Gebiete zwischen Vanselow und Schmarsow beschrieben wurde. Vielleicht besteht eine Beziehung dieser Bildungen zum Auftreten der Woorte am Ö-lichen Recknitztalrande, nämlich bei Camitz, des sog. Langen Berges und der Schwedenschanze im Königl. Forst, sowie des S-lich bei Landsdorf an den Tribseeser Wiesen liegenden Langen Berges. Die Bezeichnungen Camitz (camen-(wendisch) Stein, auch in Cammin), Steinkiste u. a. weisen schon auf den Blockreichtum dieser Gegend hin.

Zu diesen Randmoränenstreifen können einige isolierte Moränenfelder mit starker Blockbestreuung, gehören nämlich das Mergelgebiet W-lich und SÖ-lich Roloffshagen, die Geröllsandkuppen zwischen Hohen- und Kl. Barnekow, sowie diejenige Ö-lich des Quitziner Kreideberges am N-lichen Trebeltalrande, die Hellberge S-lich Franzburg mit aufgedrückten grauschwarzen bis braunen Glacialtonen und Sanden, sowie die isolierten kleinen, der Randmoräne parallel laufenden Geröllsandfelder bei Grenzin, N-lich Dolgen und Lepelow gerechnet werden. Sie schliessen sich mit den anderen schon erwähnten (Grimmen, Bisdorf, Helmshagen, Hohendorf) zu einem hinter der Randmoräne liegenden Zuge zusammen.

Der Verlauf der Randmoräne und der hinterliegenden SO-

NW streichenden Geschiebehügel der Grundmoränenebene zwischen Richtenberg und Damgarten („billows“) weist auf eine Fortsetzung der Randmoräne auf der W-lichen mecklenburgischen Recknitztalseite hin. Bereits E. Geinitz erwähnt das Vorkommen von Moränenresten in der Gegend NW-lich von Marlow. „Bei Jankendorf und Tressentin ist der W-liche Plateaurand des grossen Recknitztales mit massenhaften Blöcken bedeckt, hier zog sich früher eine über 1 km lange, von Blöcken aufgehäufte Mauer durch den Acker, jetzt sind die Steine derselben zu Bauten weggefahren; eine Kieskuppe, die sich aus dem umgebenden Geschiebemergelboden hier erhebt, könnte als eine verwischte Endmoräne gelten.“¹⁾ Für die Ansicht H. Schröders²⁾, der diese Blockanhäufung nur auf den Vorgang der Talbildung zurückführt, liegt kein stichhaltiger Grund vor, vielmehr scheint die Fortsetzung dieser Moränenreste in den nach NW weiterlaufenden, jedoch durch Heidesandbedeckung der Untersuchung entzogenen Hügeln zu suchen sein. Vielleicht gehören auch hierher die bei Petershof S-lich Ribnitz auftretenden groben Geröllkieslager. Die grosse, sich bei Jankendorf und an den W-lichen Recknitztalrand anschliessende ausgedehnte Heidesandfläche dürfte zu dem schon erwähnten Übersandungsgebiet gehören, welches zur Zeit der Stillstandslage Jankendorf, Pustow, Hohendorf, Wehrland durch die im Grenztales sich aufstauenden Schmelzwasser und aus dem Haffgebiete nachdrängenden Stauseewasser durch Überfliessen derselben entstanden ist. Das Material dieses Übersandungsgebietes nimmt im allgemeinen an Korngrösse nach dem Recknitztales hin zu und geht in die bei Jankendorf und weiter S-lich bei Allersdorf auftretenden Kieslager über. Bei letzterem Orte beobachtet man in ca. 1 km vom Talrande entfernten Gruben eine flachwellige Lagerung der Kiese und eine sich deutlich wiederholende, von der Seite des Talrandes herkommende Erosion, die sich in einem plötzlichen Abbrechen der nördlichen Schichtenköpfe und einer übergreifenden, ziemlich steilen und quer zu den

1) Endmoränen Mecklenbg., S. 33.

2) Durchragungszüge (Jahrb. d. Kgl. Preuss. geolog. Landesanst. f. 1888, S. 166—211.)

andern stehenden Überlagerung ausspricht. Besonders auffallend ist sowohl hier, als auch in Gruben bei Jankendorf, eine monoklinale, nach N mit Winkeln von meist 15—20°, öfters von 25—30° einfallende Lagerung, welche als eine Art diskordanter, nach S auskeilender Schuppenstruktur, durch von S nach N fortschreitende Überlagerung, anzusehen sein dürfte.

Dieses Übersandungsgebiet ist eine durch Heidesandbedeckung maskierte Grundmoränenlandschaft, was aus dem Auftreten von ca. N—S-laufenden drumlinartigen Geschieberücken hervorgeht, die besonders schön bei Kloster-Wulfshagen (2½ km lang), Karlsruhe und Steinhorst ausgebildet sind. Inwieweit die Existenz dieses Übersandungsgebietes sich mit Kästners¹⁾ Annahme eines grossen glacialen Stausees W-lich von Ribnitz vereinigen lässt, können erst weitere Untersuchungen ergeben.

III. Die nördliche Randmoräne.

Die N-liche Randmoräne, welche in ihren Dimensionen hinter den schon beschriebenen Randmoränenzügen stark zurücktritt, besteht aus 3 getrennten Strecken, die W-liche, die schon beschriebene Staumoräne von Barth nach Velgast, die Ö-liche, die früher geschilderte Kameslandschaft zwischen Wusterhusen und Latzow (S. 91) und die mittlere von Jakobsdorf über Steinhagen, Krummenhagen, Gr.-Elmenhorst, Behnkenhagen, Reinkenhagen, Mannhagen, Jeesser, Kirchdorf bis in die Gegend N-lich Kowall.

Die mittlere Teilstrecke ist von Jakobsdorf bis Gross-Behnkenhagen ein fast vollständig ebener, blockbestreuter Geschiebestreifen, der nur bei Neu-Elmenhorst eine Geröllsandbedeckung trägt und N-lich Behnkenhagen mit einer Art Rollsteinfeldbildung endigt, welche letztere mit der Entstehung der von Gr. Miltzow kommenden, bei Behnkenhagen den Moränenstreifen durchbrechende und über Hildebrandshagen bis

1) Die nordöstl. Heide Mecklenburgs (Mittlg. d. grosshrz. Mecklbg. geolog. Landesanst. XIII, Rostock 1901) S. 13—15.

Stoltenhagen sich verbreitenden Talfurche in Beziehung zu bringen ist. Die Teilstrecke Reinkenhagen — Jeesser — Kirchdorf ist schon als eine durch Geröllsandbedeckung maskierte Staumoräne hinreichend gekennzeichnet worden, und das hinter den Kames zwischen Jeesser, Kirchdorf und Dömitzow liegende kuppige, mit vielen Söllen und gewundenen Depressionen erfüllte, stark unruhige Moränengebiet gewährt vollständig das Bild einer typischen Moränenlandschaft im Kleinen. S-lich Jeesser ist der Randmoräne ein mit einer Gruppe von Kames besetzter radialer Geröllsandstreifen (S. 92) vorgelagert, und setzt sich fort weiter südwärts in einer ausgedehnten Heidesandfläche einerseits bis Wilmershagen, andererseits bis Jarmshagen und weiter Ö-lich bis zur Dänischen Wiek. In der Randmoräne setzt er sich in einer über Dömitzow nach Reinberg laufenden Rinne, unter Begleitung einiger schmaler Geröllsandrücken fort. Ö-lich von Jeesser verschwindet der Geschiebestreifen bis Gristow unter einer marginalen Geröllsandbildung, deren Schichten südwärts einfallen und unter welchen nach N der Geschiebemergel, z. B. bei Kirchdorf, zu Tage austreicht.

IV. Das Endmoränengebiet bei Bergen auf Rügen.

Das isoliert auftretende Endmoränengebiet zwischen Bergen, Patzig, Ralswiek und Buschwitz, welches im Rugard eine Höhe von 91 m erreicht, gewährt den Anblick einer starkwelligen, unruhigen Moränenlandschaft. Es verdankt seine hervortretenden Reliefformen zum Teil einer Einragung von unterem Dilavium und von Kreide, welche dort in geringer Tiefe erbohrt sind. Nicht unbedeutende Mengen von Sanden und Kiesen bilden den Kern dieser Hügel, besonders aber deren N-liche Teile. Der untere und mittlere Geschiebemergel soll in Brunnenbohrungen öfter in geschieferter Form angetroffen sein. Daneben befinden sich jedoch, echte, bisweilen ausgedehnte Blockpackungen, die seit Jahren regelrecht abgebaut worden sind, so z. B. in der Nähe des Bahnhofs, bei den Windmühlen (bis zu 4—5 m mächtig), bei der Lederfabrik (bis ca. 1½—2 m), dann an der Kaiserstrasse und vereinzelt

an den S-lichen Bergabhängen nach Tetel hin. Die in der Endmoräne beginnenden Radialkames zwischen Bergen und Tilzow sind, wie früher mitgeteilt (S. 95), ebenfalls reich an meist abgerollten Steinen. Kleinere Blockpackungen sind durch das ganze Gebiet verstreut, grössere finden sich ausserdem im N-lichen Teile bei Jarnitz und Sabitz, wo sie meist auf den S und SÖ-lichen Abhängen der Hügel auftreten. Auch hier hat man seit Jahren Abbau getrieben, sodass stellenweise die Blockmassen sehr zusammengeschmolzen sind. Bei Jarnitz unmittelbar am Gutshofe stiess man in der Kiesgrube auf Blocknester bis zu 100 kbm. Geschichtete Kiese und Sande wechseln verschiedentlich von oben nach unten mit Geschiebepackungen ab. Im Kies finden sich nur vereinzelt grössere Steine, während diejenigen der Blockpackung meist Dimensionen von 40—60 cm Durchmesser, seltener von 1 m und mehr besitzen. An vielen Stellen bestehen die Hügel aus einem lehmigen Kiese und mitunter ganz aus Mergel, welchen teils geschichtete, teils ungeschichtete blockreiche Kiesmassen und Sande in verschiedener Dicke umgeben. Bei Sabitz kommen die Steine mehr unregelmässig in allen Teilen des Hügels vor und zwar meist in kaum oder garnicht geschichteten, oft aber lehmigen Sanden; nur vereinzelt begegnet man hier Geschiebekiesnestern.

Auch die Heideberge bei Patzig sind zur Moränenlandschaft zu rechnen. Sie stellen eine Gruppe von fast kamesartigen Kuppen dar und setzen sich fast ganz aus geschichteten Sanden zusammen, denen hie und da eine kleine Kiesschale eingeschoben ist. Ihre zahlreichen, grossen Aufschlüsse lassen den inneren Bau einigermassen erkennen. Geschiebemergel bildet verschiedentlich Teile des Hügelkernes und ist andererseits auch auf der N-lichen Seite angelagert oder in die Sandschichten eingeschaltet. Besonders im letzten Falle besitzt er Druckschieferung. Die im unteren Ende feinkörnigen, gelben bis bräunlichen, geschichteten Sande und Mergelsande zeigen Stauchungen und Verwerfungen. S-lich der Heideberge liegt die schon beschriebene, der Moränenlandschaft vorge-lagerte Geröllrandmoräne von Thesenvitz.

Zum Schluss der vorstehenden Beschreibung der Endmoränen sei mir noch der Hinweis auf die sich der Feststellung der Lagerungsverhältnisse entgegenstellenden Schwierigkeiten gestattet. Die vorhandenen Aufschlüsse waren oft allerdings sehr günstig, vielfach jedoch recht dürftig, und Bohrungen konnten nicht immer ausgeführt werden, sodass vielleicht in solchen Fällen weniger guten Andeutungen der Lagerung mehr Wert beigelegt worden ist, als nützlich. Wenn daher spätere Untersuchungen hie und da eine andere Deutung erforderlich machen, möge der meinigen gütige Nachsicht zuteil werden. Schon in der verhältnismässig kurzen Zeit von Beginn dieser Arbeit bis jetzt hatte ich Gelegenheit, den Verfall von mir verwerteter Aufschlüsse, sowie das Entstehen neuer zu beobachten. Besonders stark hat man mit den Blockbestreuungen aufgeräumt und nur die Anwendung des Dampfpfluges bringt gelegentlich wieder grössere Steinmassen an die Oberfläche. Wenn aber auch der Mangel an günstigen Aufschlüssen stellenweise zu Beobachtungsfehlern Anlass gegeben haben sollte, dürfte dennoch der Zweck dieser Studie, die verschiedenen Hügeltypen der Grundmoränenebene genetisch zu deuten, um dadurch gleichzeitig eine bessere Vorstellung von der Tätigkeit des Inlandeises und von ihrem Einfluss auf die Bodengestaltung Vorpommerns und Rügens zu gewinnen, erreicht sein.



Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung: Zweck und Gang der Arbeit, sowie die Methode der Untersuchung	5
Topographisches	8
Allgemeine Vorbemerkungen über die angewandte Nomenklatur und die Ausbildung des Glacials in Vorpommern und auf Rügen	9

A. Die Radialhügel der Grundmoränenebene.

1. Geröllsandbildungen.

I. Morphologie der Geröllsandbildungen.

Einleitung: Geschichtliches über Åsar und Kames	22
α) Åsar	25
a) Allgemeine Morphologie.	
Morphographie	29
Stratigraphie	35
b) Die Åsar Vorpommerns.	
1. Das Kirch-Baggendorfer Ås	44
2. Das Gatschow-Stavenhagen-Varchentiner Ås	48
3. Das Borrenthiner Ås	55
4. Das Gnoien-Thürkow-Reinshäger Ås	57
5. Das Hammelstall-Wilsickower Ås	58
c) Die Åsar auf Rügen.	
6. Das Garzer Ås ✓	60
7. Das Zirkower Ås	63

	Seite
β) Rollsteinfelder.	
a) Allgemeine Morphologie.	
Morphographie	64
Stratigraphie	65
b) Die Rollsteinfelder Vorpommerns.	
1. Das Rollsteinfeld bei Rekentin	68
2. Das Rollsteinfeld bei Jarmen	73
3. Das Rollsteinfeld bei Grimmen	75
γ) Kames.	
a) Allgemeine Morphologie.	
Morphographie	76
Stratigraphie	80
b) Die Kames Vorpommerns.	
1. Die Kames bei Leistenow	83
2. Die Kames bei Roidin-Hohenmockler	84
3. Die Kames bei Weltzin	85
4. Die Kames bei Gnoien-Lübchin	86
5. Die Kames bei Bassin	86
6. Die Kames bei Kl. Rakow	87
7. Die Kames südwestlich Pustow	88
8. Die Kames bei Hohendorf	90
9. Die Kames zwischen Wusterhusen und Latzow	91
10. Die Kames bei Jeaser	92
11. Die Kames bei Richtenberg	93
c) Die Kames auf Rügen.	
12. Die Kames zwischen Bergen und Tilzow	94
13. Die Kames bei Garz	96
14. Die Kames zwischen Gustow und Drigge	97
15. Die Kames der Tribberatz-Dollahner Gegend	98
16. Die Kames der Nistelitz-Seedorfer Gegend	99
Rückblick: Übersicht über die Äszonen und die Ausbildung ihrer Geröllhügel	101
II. Die Entstehung der Geröllsandbildungen.	
Geschichte der Äs-Theorien	106
Mechanik der Eisbewegung und deren Beziehungen zum Eisschwund	113

	Seite
Über die Existenzbedingungen submarginaler Schmelzwasserströme	122
Beobachtungen über Schmelzwasserströme und deren Ablagerungen am rezenten Inlandeise	136
Der Einfluss der Schmelzungs Vorgänge beim Inlandeise auf die Wasserhaltung der Schmelzwasserströme	141
Über die Beziehungen der Morphologie der Äsarbildungen zur Tätigkeit submarginaler Schmelzwasserströme	147
1. Theorie der Wasserbewegung	147
2. Die Erosionstätigkeit der Schmelzwasserströme und deren Beeinflussung durch die Bewegungerscheinungen des Eises	160
3. Die Akkumulationstätigkeit der Schmelzwasserströme	170
Die Einflüsse der glacialen Akkumulation und Bewegungsvorgänge auf die fluvioglaciale Tätigkeit der Schmelzwasserströme	186
Die Entwicklungsgeschichte der Äsarbildungen	196
2. Geschiebelehmbildungen.	
Drumlins und andere Geschiebehügel	203

B. Die Marginalhügel der Grundmoränenlandschaft.

1. Morphologie und Entstehung der Randmoränen	216
α) Geröllrandmoränen	216
Die Geröllrandmoränen Vorpommerns	218
1. Die Geröllrandmoräne zwischen Wendisch-Baggen- dorf und Strehlow	218
2. Die Geröllrandmoräne zwischen Grabow und Gülzow	220
3. Die Geröllrandmoräne zwischen Kl. Zastrow und Behrenhof	221
4. Die Geröllrandmoräne bei Seltz	222
Die Geröllrandmoränen Rügens	223
1. Die Randmoräne bei Thesenvitz	223
β) Staumoränen	224
1. Die Staumoräne zwischen Grimmen und Barkow	225
2. Die Staumoräne zwischen Barth und Velgast	226
3. Die Staumoräne zwischen Reinkenhagen und Jeaser	227
γ) Geröllsand- und Geschiebestreifen	227
Die Entwicklungsgeschichte der Endmoräne	230

	Seite
2. Die Endmoränen Vorpommerns und Rügens, sowie der angrenzenden Gebiete Mecklenburgs und der Uckermark	240
I. Die südliche Zwischenendmoräne	241
Teilstrecke Jatznick-Friedland	242
Teilstrecke Clempenow-Friedland	246
Teilstrecke Demmin-Clempenow	250
Teilstrecke Gnoiien-Demmin	251
II. Die mittlere Randmoräne	253
Teilstrecke Hohendorf-Wehrland	253
Teilstrecke Gr. Kiesow-Hohendorf	254
Teilstrecke Pustow-Gr. Kiesow	255
Teilstrecke Bassin-Gr. Rakow-Pustow	257
Teilstrecke Jankendorf-Vorland	258
III. Die nördliche Randmoräne	261
IV. Das Endmoränengebiet bei Bergen auf Rügen	262



Glazial-morphologische Übersichtskarte

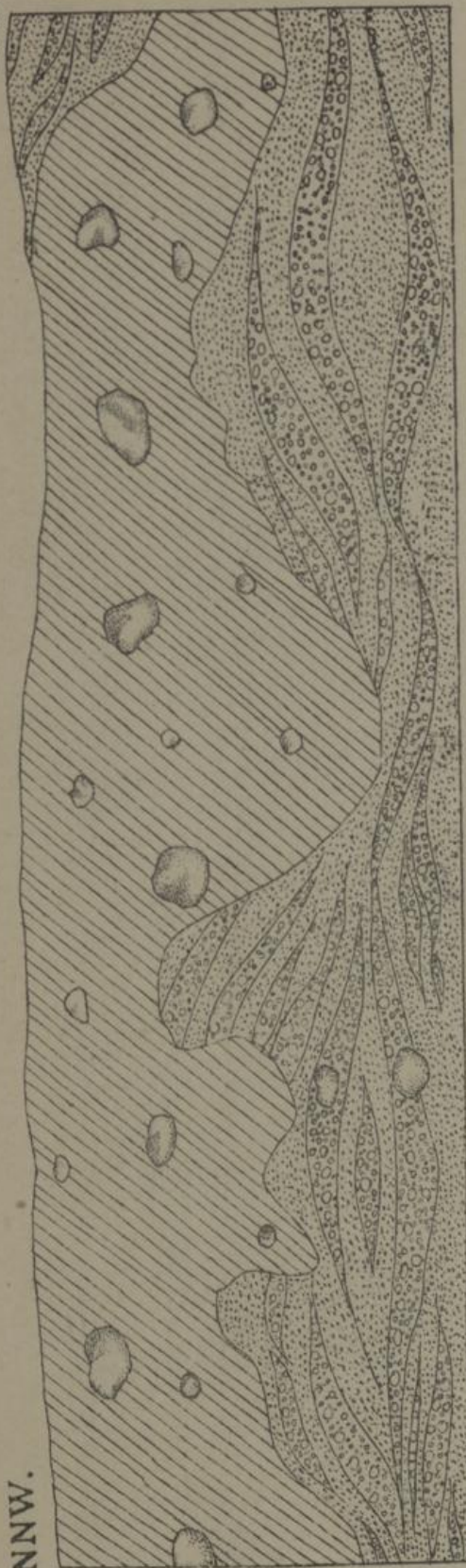
VORPOMMERN UND RÜGEN nebst angrenzenden Gebieten Mecklenburgs und der Uckermark von Joh. Elbert.

- Gletscherbegleitungsgebiet
- Hauptmoränenlinie
- Zwischenmoränenlinie
- Randmoräne
- Radiale Gletscherbeuge
- Geröllglasialgebiet
- Aar
- Rollsteinfelder
- Kames
- Heidesandgebiet

1:500000
0 5 10 15 20 25 30 km

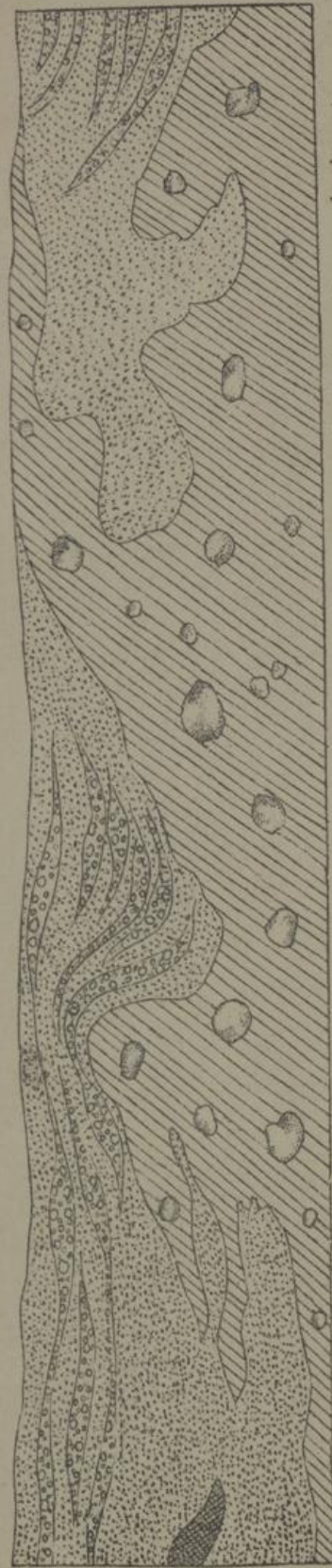






NNW.

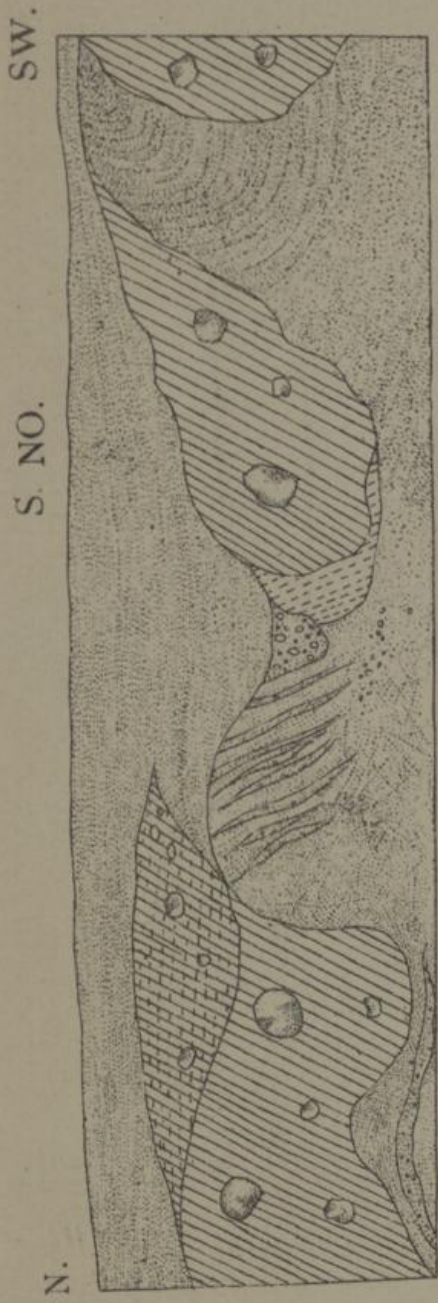
Längsprofil durch die Randmoräne bei Strehlow. (Nordöstliches Drittel des Querschnittes)



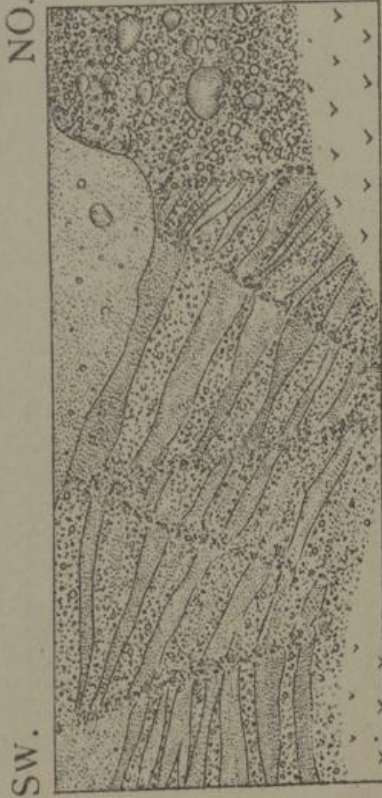
Längsprofil durch die Randmoräne bei Strehlow. (Südwestliches Drittel des Querschnittes)

Gezeichnet von Elbert.

Photolithographie F. Bärwolf, Greifswald.



Querprofil durch die Staumoräne (Sandstreifen) bei Reinken.



Querprofil durch die Endmoräne bei Rothemühl.

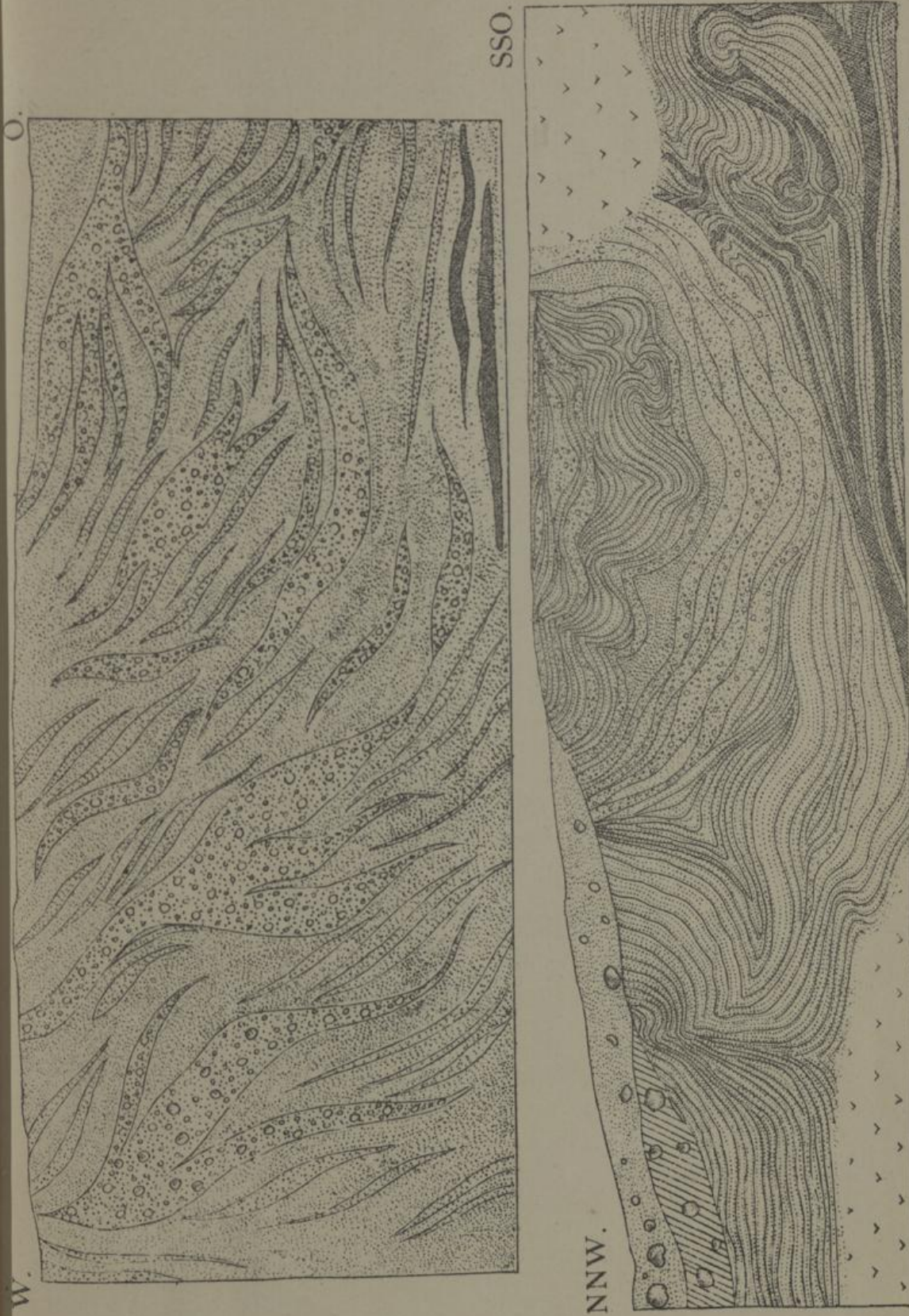


Querprofil durch die Randmoräne bei Wahlendow.

Gezeichnet von Elbert.

Photolithographie F. Bärwolf, Greifswald.

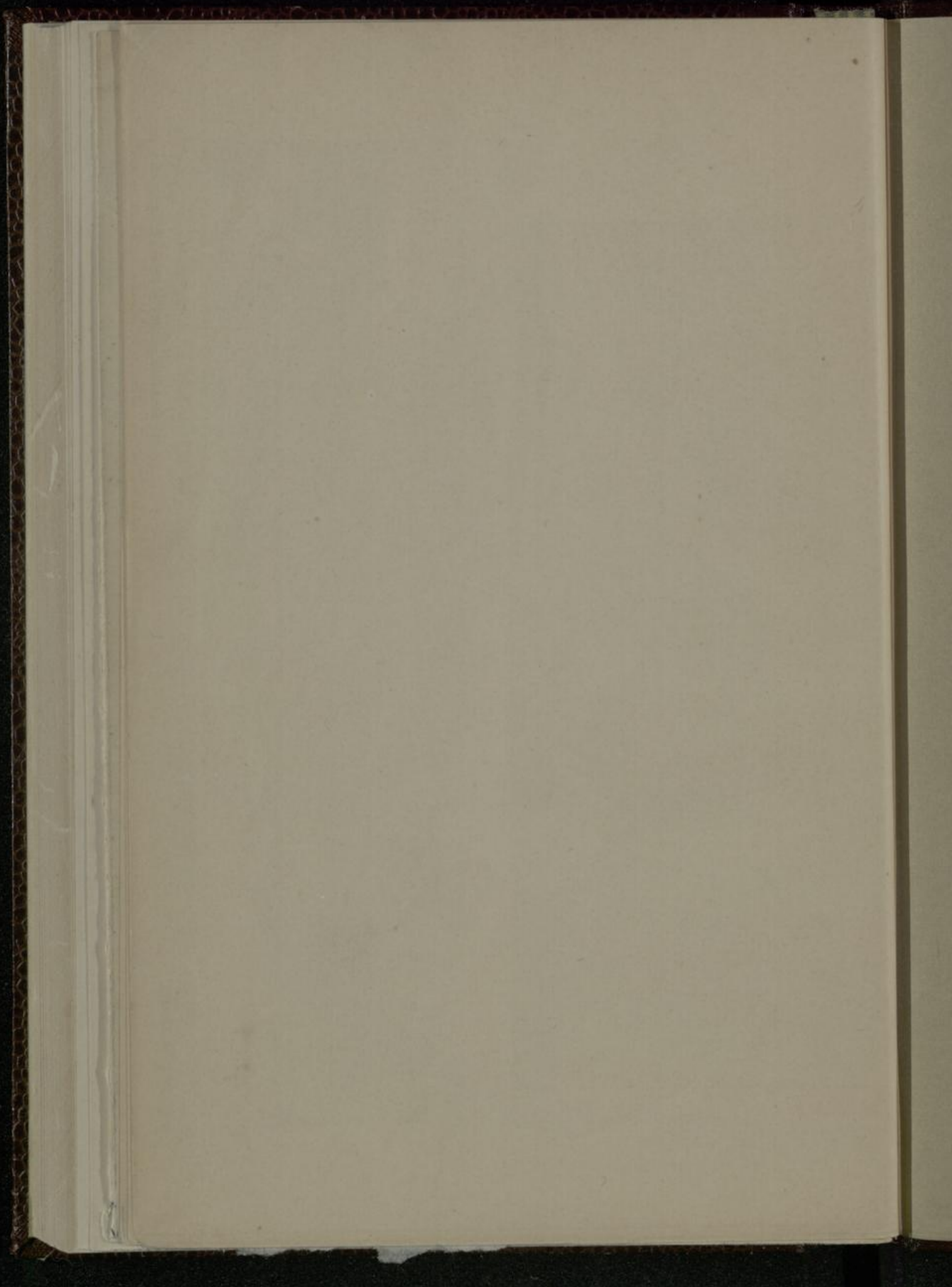


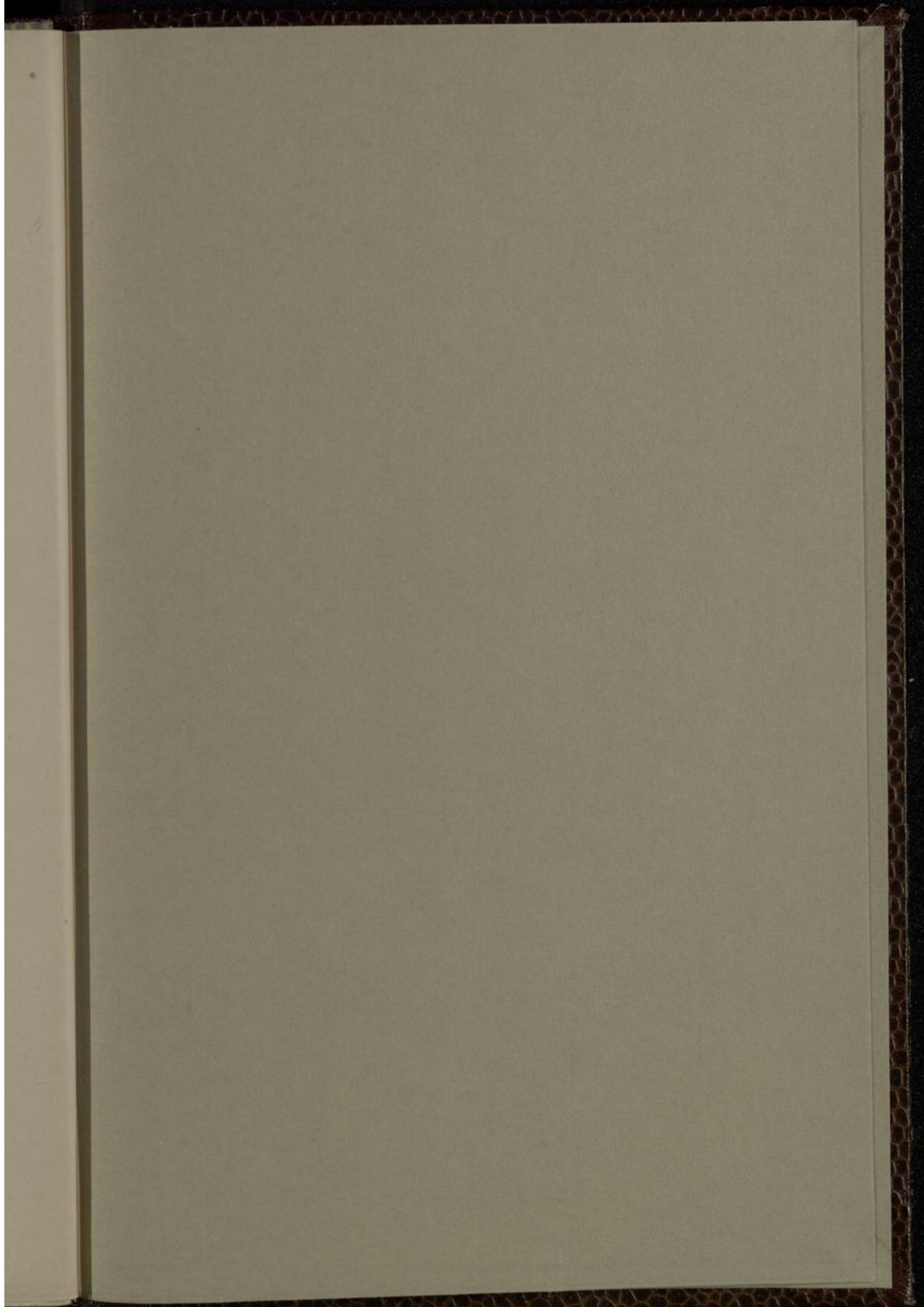


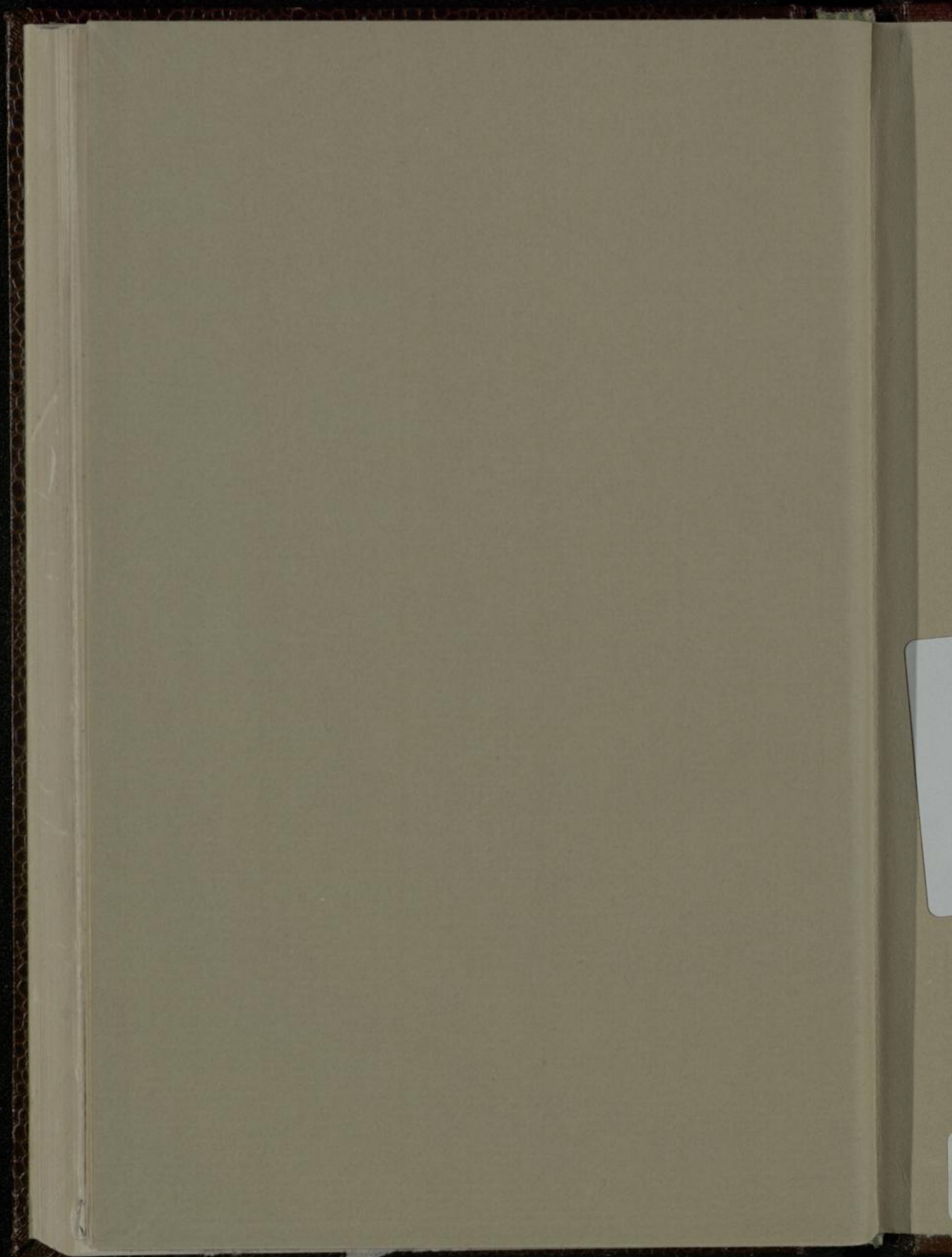
Profile durch die Staumoräne bei Clempenow; oben: Querprofil, unten: Längsprofil.

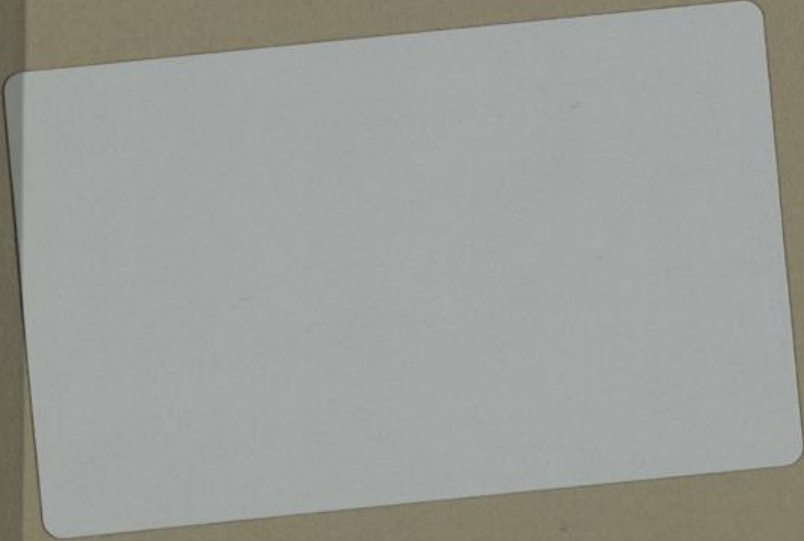
Photolithographie F. Bärwolf, Greifswald.

Gezeichnet von Elbert.









H. Bullert
Buchbindermeister
Potsdam
☎ (0331) 29 31 84

Universitätsbibliothek Potsdam



Auslehnr. 92957510 ●

