

# Zum Problem der glazialen Denudation und Erosion.

Von J. Martin, Oldenburg.

Es ist eine lang bekannte Erscheinung, daß an Stellen, wo die vom Inlandeis hinterlassene Grundmoräne einen ausgeprägt lokalen Charakter zur Schau trägt, die Spalten und Klüfte des felsigen Untergrundes mit Geschiebelehm angefüllt sind. In besonders schöner Weise trat mir ein solcher Fall in Schweden am Kinnökulle entgegen.

Wie ich schon in einem 1899 erschienenen Aufsatz<sup>1)</sup> berichtete, machte ich dort gelegentlich einer Studienreise die Wahrnehmung, daß der rote Orthocerenkalk, den ich in einem Steinbruch<sup>2)</sup> aufgeschlossen fand, in zahlreiche größere und kleinere Platten zerlegt war, deren Zwischenräume von Geschiebelehm ausgefüllt waren, sodaß die Bruchwand das Aussehen eines unregelmäßigen Mauerwerks hatte (Fig. 1).

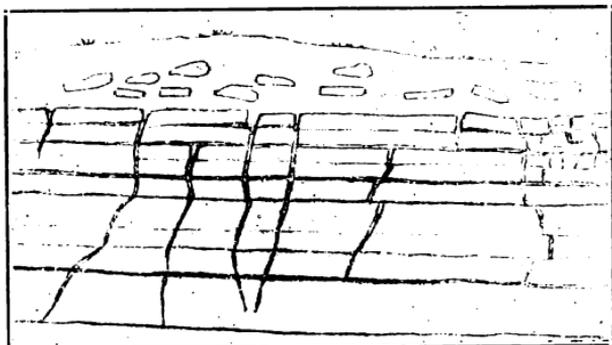


Fig. 1.

Ich schloß aus diesem Befund, daß, wie der Geschiebelehm, so auch das Eis vermöge seiner Plastizität in die Spalten des felsigen Untergrundes eindringen könne und unter dem Druck der auflastenden Eismassen eine Zertrümmerung des Gesteins herbeiführe.

<sup>1)</sup> Zur Frage der Entstehung der Felsbecken. Abh. Nat. Ver. Bremen. 1899.

<sup>2)</sup> Eine am Wegrand aufgestellte Holztafel trug die Aufschrift: „Hellekis bolage. Stenbrott till cementen“.

Unter Bezugnahme auf die Untersuchungen von Ad. Blümcke und S. Finsterwalder<sup>1)</sup> wies ich ferner beiläufig darauf hin, daß unter der Eisdecke infolge von Druckschwankungen stellenweise eine regelrechte Verwitterung stattfinden könne; doch habe ich diese Möglichkeit speziell für die von mir beobachtete Felszertrümmerung nicht näher in Erwägung gezogen.

Bekanntlich betrachtet W. Salomon<sup>2)</sup> den Vorgang „subglazialer Frostsprengung“ als den „Hauptfaktor der glazialen Erosion“; auch in dem vorliegenden Falle hält er es für „ungemein wahrscheinlich, daß die Gesteinsspalten erst durch Frostsprengung unter dem Eise entstanden . . .“<sup>3)</sup>.

Der Gedanke, daß an Stellen, wo nach der Darstellung von Finsterwalder<sup>4)</sup> in rascher Folge Spalten im Gletscher aufreißen und sich wieder schließen, Druckänderungen an der Unterseite des Eises stattfinden, läßt sich nicht ohne weiteres von der Hand weisen; es ist aber zu bedenken, daß durch Druckverteilung das Eintreten von Frostwirkungen sehr herabgemindert und bei mächtigeren Eismassen völlig zunichte gemacht werden muß.

Wohl mag es bei kleineren Gletschern vorkommen können, daß ein Ausgleich größerer Druckschwankungen, wie sie beispielsweise durch Talverengungen als Folge vorübergehender Stauungen hervorgerufen werden müssen, nicht so schnell sich vollzieht, daß das Aufkommen von Frostwirkungen ganz und gar unterbleibt; als Erosionsfaktor kommen diese aber kaum in Betracht.

Aus den von Blümcke ausgeführten Experimenten schließt dieser mit Finsterwalder, daß durch Druckverminderung Frost erzeugt werde, der in ganz derselben Weise sich äußere, wie der Frost durch Temperaturenniedrigung. Die Wirkung sei in beiden Fällen die gleiche: „Erst regelmäßiges Abfrieren feinen Staubes, später unregelmäßiges Abblättern und Abbröckeln größerer Teile“. —

Hiernach müßten also der subglazialen Verwitterung in erster Linie die Gletscherschliffe zum Opfer fallen, ebenso wie diese an freier Luft früher oder später — je nach der geringeren oder größeren Politurfähigkeit der Gesteine — der Verwitterung unterliegen. Wenn sie vielerorts der subglazialen Verwitterung entgangen sind, so könnte dies allenfalls darauf beruhen, daß sie durch auflagernde Grundmoräne gegen Frostwirkungen geschützt waren. Sonst könnten Gletscherschliffe nur an solchen Stellen erhalten geblieben sein, wo keine Druckschwankungen stattfanden, also auch kein Druckverminderungsfrost eintreten konnte.

<sup>1)</sup> Zur Frage der Gletschererosion. Sitzungsber. d. math.-physik. Klasse d. k. b. Akad. d. Wiss. zu München. 1890. XX.

<sup>2)</sup> Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? N. Jahrb. f. Min. etc. 1900, II, p. 117—139.

Die Adamellogruppe. Abh. d. Geol. Reichsanst. Wien. 1910.

<sup>3)</sup> Adamellogruppe, p. 450.

<sup>4)</sup> Wie erodieren die Gletscher? Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver. 1891, XXII, p. 79.

Die Gletscherschliffe sind indessen keineswegs auf derartige Stellen beschränkt; im Gegenteil, gerade an Bodenebenenheiten, die der Bewegung des Eises hindernd im Wege standen und zu Druckänderungen Anlaß geben mußten, pflegt die gleichzeitig schrammende und polierende Wirkung der Gletscher hervorragend schön in die Erscheinung zu treten.

Als besonders geeignete Stellen für Druckverminderungsfrost würden die Talstufen in Betracht kommen, weil hier überall, wo das Eis über den Rand einer Stufe hinwegging, Gletscherspalten entstehen mußten. Hätte an solchen Stellen Druckverminderungsfrost stattgefunden, so könnten daselbst Schliffflächen trotz erhöhter Schleifwirkung nicht erhalten geblieben sein.

Wenn demgegenüber nach Salomon<sup>1)</sup> die auf dem oberen Rand der Stufen vorhandenen Felsriegel ihre Politur und Glättung sehr oft vorzüglich bewahrt haben, so halte ich dies für ein sicheres Zeichen, daß hier — trotz günstigster Vorbedingungen — subglaziale Verwitterung nicht stattgefunden hat.

Solche Befunde lassen gegen die Annahme einer subglazialen Frostsprengung ernste Bedenken aufkommen. Häufige und starke Druckschwankungen unter dem Eise kommen nach Heims<sup>2)</sup> Ansicht gar nicht vor.

Wie dem auch sei —; wenn Druckverminderungsfrost nicht einmal Gletscherschliffe zu zerstören vermag, so wird diese Kraft noch weniger befähigt sein, Spalten in festem Gestein aufzureißen, zumal nicht in größerer Tiefe, wie am Kinnekulle. Die Entstehung der Spalten muß daher eine andere Ursache haben. —

Eine notwendige Folge der Eisbedeckung ist es, daß der felsige Untergrund eine starke Abkühlung erleidet. Hierdurch werden Kontraktionen im Gestein verursacht, die ein Aufreißen von Spalten zur Folge haben, — ein Vorgang, für den ich die Bezeichnung „Kältesprengung“ in Vorschlag bringe.

Da die Mächtigkeit des nordeuropäischen Inlandeises auf weit über 1000 m zu veranschlagen ist, so muß seinen unteren Teilen infolge des ungeheuren Druckes ein hoher Grad von Plastizität und eine leichte Beweglichkeit eigen gewesen sein, sodaß das Eis in die feinsten Gesteinsspalten nicht nur nach vertikaler, sondern auch nach horizontaler Richtung hin weit vorzudringen vermochte.

Die Kältesprengung bewirkt zunächst ein Rissigwerden der Felsoberfläche. Sie bleibt aber nicht auf die Oberfläche beschränkt, sondern greift auch auf die tieferliegenden Gesteinsschichten über.

Bei horizontal gelagerten Sedimentärgesteinen, wie in dem vorliegenden Fall, wird parallel zur Abkühlungsfläche durch Lockerung des Gefüges, das auf den Schichtflächen ohnehin in einem labilen Kohäsionszustand sich befindet, zwischen der obersten und der nächst-

<sup>1)</sup> Adamellogruppe, p. 469.

<sup>2)</sup> Internationaler Geologenkongreß, Stockholm, 1910, I. p. 484.

folgenden Gesteinslage eine Spalte aufgerissen, was zur weiteren Folge hat, daß zugleich mehr oder weniger senkrecht zur Schichtung stehende Spalten aufkommen.

Auf diese Weise wird die oberste Gesteinslage in parallelepipedische Platten und Blöcke zerlegt.

Indem nun das Eis in die so erzeugten Spalten eindringt, dehnt es seine abkühlende und zerklüftende Wirkung auf die weiterfolgende Gesteinslage aus; und da dieser Vorgang von Stufe zu Stufe nach der Tiefe hin fortschreitet, so kann fester Fels, je nach der Dauer der Vereisung, bis zu größerer Tiefe durch Kältesprengung zertrümmert werden, bis dieser durch verminderte Eiszufuhr ein Ziel gesetzt wird.

Moränenmaterial, das in den unteren Teilen eines Inlandeises mitgeführt wird<sup>1)</sup>, gelangt also mit dem Eis in die Gesteinsspalten, wo es nach der Eisschmelze zurückbleibt, sodaß ein Wiedereinsinken der durch das eindringende Eis auseinandergetriebenen Steinplatten mehr oder weniger verhindert wird.

In dem in Rede stehenden Aufschluß wechselte die Weite der mit Moränenlehm gefüllten Spalten von wenigen Millimetern bis zu doppelter Handbreite.

Die Steinplatten hatten ihre ursprüngliche, horizontale Lage beibehalten. Nur in der obersten Schicht unseres Profils sind einige Platten und Blöcke etwas verschoben, sodaß der Geschiebelehm keilförmig in das Gestein hineingetrieben zu sein scheint.

Der dem Orthocerenkalk auflagernde Geschiebelehm war nach Art von Krossteingrus von zahlreichen, wirt durcheinander liegenden Trümmern des anstehenden Gesteins durchsetzt, denen vereinzelt kantengerundete kristallinische Geschiebe beigemischt waren.

Besondere Beachtung verdient, was O. Gumälius<sup>2)</sup> von seinen Wahrnehmungen im Gneiß- und Granitgebiet des Bergwerkbezirkes Kantorp in Södermanland über glaziale Felszertrümmerung mitteilt.

In einem äsförmigen Rücken fanden sich hier Hunderte von größeren und kleineren Gneißblöcken, die auf einer Seite mit geschrammter Schlißfläche versehen waren, während die übrigen Seiten das rauhe Aussehen eines von seinem Anstehenden losgebrochenen Steines aufwiesen. Im allgemeinen hatten die Blöcke die Form von dicken, vierkantigen Platten von ein bis zwei Fuß Dicke, zwei oder vier Fuß Breite und drei bis sechs Fuß Länge. Sie standen meist auf der Kante oder dem Ende mitten zwischen großen, bis zu 1000 Kubikfuß messenden scharfkantigen Blöcken ohne Schlißfläche, mit denen sie in Grus und Sand eingebettet waren.

Wie sich bei der Anlage einer Reihe von Schächten ergab, sind diese losen Ablagerungen, die nach der Beschreibung als Krossteingrus aufzufassen sind, von zertrümmertem, „nicht zusammenhängendem“

<sup>1)</sup> E. von Drygalski. Grönlands Eis und sein Vorland, I. 1897. Taf. 27 u. 28.

<sup>2)</sup> Ett par iakttagelser om inlandsisens verkan på underliggande berget. Geol. Fören. i Stockholm Förhandlingar, 1884/85, VII. p. 389—392. Meddelanden från Kantorp, *ibid.*, 1889, XI. p. 248—262.

Fels unterlagert, dessen Teilstücke aber noch in ungestörter oder wenig gestörter Lage sich befinden. Hier und da haben sich die Spalten erweitert, und die Stücke sind mehr oder weniger auseinandergetrieben oder verschoben, und Moränengrus ist in die Zwischenräume und unter die Felsplatten hineingepreßt. Gumälius nennt diese Art Fels, dessen Trümmer noch in situ liegen, wegen ihres zerfetzten (trasig) Aussehens „Trasberg“.

Eine scharfe Grenze ist zwischen diesem Trasberg und dem „festen, zusammenhängenden“ Fels nicht zu ziehen. Es besteht nur insofern ein Unterschied, als in letzterem die Spalten und Klüfte weniger zahlreich auftreten, sodaß der Zusammenhang fest genug ist, um die für die Schachanlage erforderlichen Verzimmerungen zuzulassen.

Wenn eine Steinlage nebst dem darunter liegenden Moränengrus weggeräumt wurde, stieß man jedesmal aufs neue auf eine Felsplatte, die von der folgenden wiederum durch eine feste, hartgepackte Moränengrusschicht getrennt war. Die  $\frac{2}{3}$  bis 1 m dicken Felsplatten erstreckten sich nicht selten über den ganzen Schachtboden, pflegten aber durch vertikale, einander kreuzende Spalten in parallelepipedische Stücke zerlegt zu sein.

Die sie voneinander trennenden horizontal verlaufenden Spalten waren verschieden weit geöffnet, von wenigen Millimetern bis zu 2 m. Die engeren enthielten nur Lehm, die weiteren dagegen waren mit unverkennbarer Grundmoräne angefüllt, der außer kantigen Bruchstücken des Anstehenden gerundete Steine verschiedener Felsarten beigemischt waren.

Diese Klüfte wurden noch in der Tiefe von 22 m unter der Erdoberfläche oder etwa 8 m unter der Oberfläche des „festen“ Berges angetroffen, bis Wasserandrang ihre weitere Verfolgung unmöglich machte.

Nach horizontaler Richtung erstreckten sie sich auf „mindestens 100 m in den festen Berg, vermutlich weit mehr“.

Die Oberflächenweite des untersuchten Gebietes, wo überall Trasberg mit zwischenlagerndem Moränenmaterial angetroffen wurde, veranschlagt Gumälius auf 34,5 ha.

Die Spalten sind in ihrem Verlauf von der Härte der Felsart unabhängig; sie gehen durch festes, hartes Erz und durch frischen Gneiß und Granit ebenso gut, wie durch verwitterte und lose erzführende Felsarten.

Die Ausweitung der Spalten führt Gumälius darauf zurück, daß das Inlandeis „während seiner Bewegung“ seine Grundmoräne in sie hineinpreßte. —

Indessen diese Auffassung, der ich in ähnlicher Weise Ausdruck gab<sup>1)</sup>, ist nicht haltbar; denn es ist nicht denkbar, daß die Grundmoräne als solche in dem festen, hartgepackten Zustand, wie sie im Felsinnern angetroffen wird, in die Gesteinsspalten auf weite Strecken hin bis zu großer Tiefe hineingepreßt werden konnte.

<sup>1)</sup> l. c. p. 410.

Nach meinen obigen Darlegungen ist vielmehr das im Trasberg befindliche Moränenmaterial, ebenso wie das auflagernde Krossteingrus, aus der Innenmoräne hervorgegangen, die bei der Eisschmelze dort wie hier in der Form von Grundmoräne zurückblieb. An der Felszertrümmerung ist diese im übrigen unbeteiligt.

Auf Grund der von Gumälius geschilderten Befunde gelange ich zu der Schlußfolgerung, daß massige Gesteine in ganz derselben Weise wie Sedimentärgesteine durch subglaziale Kältesprengung von Stufe zu Stufe zertrümmert werden.

Wenn ein Gestein von homogener Beschaffenheit ist, so muß ihm auch in allen Teilen ein gleichmäßiges Wärmeleitungsvermögen eigen sein. In einem solchen Gestein wird also die von einem Inlandeis ausströmende Kälte von der Berührungsfläche aus gleichmäßig fortgeleitet, sodaß in gleichen Tiefen zu gleicher Zeit im Gestein gleichstarke Kontraktionen hervorgerufen werden, die eine plattige Absonderung zur Folge haben.

Ist dagegen das Gestein hinsichtlich des Prozentgehaltes, der Korngröße und der Anordnung seiner mineralischen Bestandteile stark variierend, so wird sein Wärmeleitungsvermögen nicht in allen Teilen gleich sein. Die durch Kältesprengung erzeugten Absonderungsflächen müssen alsdann mehr oder weniger beträchtliche Unebenheiten aufweisen. —

Falls es richtig ist, daß, wie ich annehme, bei homogenen Gesteinen die durch Kältesprengung erzeugten Absonderungsflächen parallel zur Abkühlungsfläche gestellt sind, so müssen diese in den durch Glazialdenudation umgeformten Tälern parallel zu deren Sohle und Wandungen angeordnet sein. Und so verhält es sich in der Tat. —

Die Beobachtungen Salomons, daß die Klüftung den Wandungen und dem Boden des Gletschertales parallel ist, fand Penck<sup>1)</sup> „wiederholt bestätigt, an jenen stand sie steil, an diesem verlief sie eben“.

Diese Parallelität geht soweit, daß bei Rundhöckern die Absonderungsflächen „annähernd“ den gerundeten Oberflächen parallel laufen, wie aus den von Salomon<sup>2)</sup> mitgeteilten Beobachtungen von Hornstein und Spitz hervorgeht.

Ueber plattige Absonderung des Granits parallel zum Schliboden und über Querklüftungen senkrecht darauf berichtet auch Philipp<sup>3)</sup> mit dem Hinzufügen: „Die entsprechenden parallelepipedischen Blöcke liegen noch dicht bei dem Punkt, wo sie ausgehoben wurden“.

<sup>1)</sup> Internationaler Geologenkongreß, Stockholm, 1910, I. p. 449.

<sup>2)</sup> Adamellogruppe, p. 446 und 448.

<sup>3)</sup> Salomon, l. c. p. 448.

Ebenso wird von Lawson<sup>1)</sup> mitgeteilt, daß der Granit eines gerundeten Hügels durch drei Fugensysteme — ein horizontales und zwei vertikale — in parallelepipedische Blöcke zerteilt sei.

Demnach ist die durch Kältesprengung herheigeführte Klüftung, die in Gebieten ehemaliger Vereisung bei massigen Gesteinen in so auffälliger Weise sich bemerkbar macht, parallel und senkrecht zur Berührungsfläche des Eises orientiert. Sie ist also nicht an prae-destinierte Klüftbarkeitsflächen gebunden. Bei kristallinen Schiefen kann sogar, wie Brückner<sup>2)</sup> betont, die durch Klüftung verursachte „Plattung an der Sohle einst vergletscherter Täler unabhängig von der Schichtung“ sein. Daß andererseits bei günstiger Lage die Schichtflächen besonders gute Klüftbarkeits Ebenen abgeben, wird durch meine Beobachtung am Kinnekulle bewiesen. —

Nachdem wir gesehen haben, in welcher Weise festes Gestein durch das Eis zertrümmert wird, bleibt noch die Frage zu beantworten, wie dieses den Abtransport der Gesteinsbruchstücke bewerkstelligte.

Das Moränenmaterial, das in den Gesteinsspalten angetroffen wurde, ließ uns erkennen, daß diese einst mit Eis angefüllt waren, und läßt uns des weiteren schließen, das dieselben derzeit an Weite die Mächtigkeit des gegenwärtig sie erfüllenden „festen, hartgepackten“ Moränengruses bedeutend übertroffen haben müssen; ist doch letzteres nur der durch das Wiedereinsinken des Trasberges stark zusammengepreßte Rückstand der Verunreinigungen, die das an Masse weit überwiegende Eis hinterlassen hat.

Soweit die vom Eis geschaffenen Gesteinsspalten nach vertikaler, wie nach horizontaler Richtung reichten, war also der Felsuntergrund von plastischem Eis durchtränkt, und Eis und Fels waren so innig miteinander verschmolzen, daß die jeweilig oberen Gesteinslagen gezwungen wurden, an der Bewegung des Eises teilzunehmen, infolgedessen Schicht auf Schicht ins Treiben geriet, und ganze Schichtkomplexe als Innenmoräne fortgeführt wurden. —

In dem Profil vom Kinnekulle haben die zuletzt vom Untergrund losgelösten Platten noch eine schwebende, z. T. horizontale Lage bewahrt.

Der Vorgang des Losbrechens einzelner Orthocerenkalkschichten und größerer Schichtenfolgen wird in ausgezeichneter Weise durch zwei Aufschlüsse an dem nicht weit von Kinnekulle belegenen Billing illustriert, die H. W. Ahlmann<sup>3)</sup> in Fig. 12 und 13 seiner unten zitierten Schrift dargestellt und beschrieben hat.

Die Beschreibung lautet: „Ein Drumlin von großem Interesse liegt gleich südlich der Station Varnhem. Ein Aufschluß (Fig. 12) zeigt große Schollen von Orthocerenkalk und Schiefer, die gegeneinander empor-

<sup>1)</sup> Salomon, l. c. p. 448.

<sup>2)</sup> Salomon, l. c. p. 451.

<sup>3)</sup> Die fenno-skandischen Endmoränenzüge auf und neben dem Billingen in Vester-Götland, Schweden. Zeitschr. f. Gletscherkunde X, 1916/17.

gepreßt und gebogen oder in scharfen Winkeln gebrochen worden sind. Im einzelnen sind die Schollen in kleine Bruchstücke zertrümmert, die sich jedoch zu Schichten zusammenschließen, sodaß sie im ganzen die ursprüngliche Lagerstruktur zeigen. Diese Partien sind von dem Inlandeis aus ihrer Mutterkluft losgerissen oder „herausgedrückt“ und vermutlich nur eine unbedeutende Strecke in oder unter dem Eise transportiert worden, bis sie liegen geblieben sind und den Kern des Drumlins gebildet haben.“

„Das Losbrechen einer derartigen Orthocerenkalkschicht läßt sich deutlich in den benachbarten Kalkbrüchen studieren. Ueber dem feststehenden Gestein befindet sich eine Decke Lokalmoräne, in welcher losgerissene und teilweise zerbrochene Orthocerenkalkschichten liegen. Figur 13 zeigt ein solches losgerissenes Lager, das sich in seinem nördlichen Teil an den darunterliegenden Gesteinsgrund anschließt, in seinem südlichen Teil dagegen sich in der Moränenmasse in Form abgebrochener Bruchstücke verliert. Da losgerissene oder „herausgedrückte“ Schichten von Orthocerenkalk und Schiefer oft in den Aufschlüssen in der Moräne in der Nähe vom Billingen angetroffen werden, so ist es wahrscheinlich, daß die allgemeinste und wirksamste Erosionsarbeit des Eises eben in einem derartigen Aufreißen und Losbrechen größerer Lagerpartien aus dem Gesteinsgrund bestanden hat.“ —

Nach dem Verlauf der Endmoränen zu urteilen, floß das Eis zwischen Wener- und Wettersee im Endstadium der Vergletscherung von Nord nach Süd.

In derselben Richtung sind — vergleichbar einer Wetterfahne — in Fig. 13 die Bruchstücke der abgehobenen Gesteinsschicht auseinandergezogen, sodaß man den Eindruck des Forttreibens erhält. Wir erkennen daran, daß das Gemenge von Eis und Schutt in fließender Bewegung sich befand. —

Nach der üblichen Anschauungsweise soll das Eis der Gletscher seiner Plastizität wegen nicht fest genug zugreifen können, um die gelockerten Gesteinstrümmer aus dem Gletscherboden zu entfernen.

Man nimmt daher an, daß es zum Fortschaffen der Felstrümmer sich seiner Grundmoräne als Werkzeug bedient. Indem man nämlich voraussetzt, daß diese unter dem Eise über den Gletscherboden vorwärtsgepreßt wird, soll bei diesem Vorgang der Verwitterungsschutt mitgerissen werden. So sollen mit Hilfe der Grundmoräne „nicht unerhebliche Wirkungen auf den Untergrund ausgeübt werden“, sowohl durch Abschrammen und Abhobeln desselben, wie durch Ausbrechen und Absplittern von größeren Blöcken aus einem unebenen Untergrunde<sup>1)</sup>. Auch das Ausbrechen einzelner Blöcke aus geglättetem Gletscherboden wird darauf zurückgeführt, daß erratisches

<sup>1)</sup> Salomon, l. c. p. 444.

Material in die durch subglaziale Frostsprengung gelockerten Gesteinsschichten hineingeschoben wurde<sup>1)</sup>.

Bereits vor dreißig Jahren bin ich der damals vorherrschenden und auch jetzt noch nicht völlig überwundenen Anschauung, daß die Grundmoräne zwischen dem Eis und dem Untergrund fortgewälzt werde, entgegengetreten<sup>2)</sup>. Anlaß dazu gab mir ein auf der Donnerschwee bei Oldenburg aufgeschlossenes Profil einer sandig-kiesigen Grundmoräne, welche, wie eine in meinen „Diluvialstudien“ mitgeteilte Abbildung zeigt, eine so ausgezeichnete Schichtung zu Schau trägt, daß jener Gedanke von vornherein sich verbietet. Ich habe seither wiederholt an der Grundmoräne, die an dortiger Stelle auf engbegrenztem Gebiet in den verschiedensten Ausbildungsformen vorkommt, eine mehr oder weniger deutliche Schichtung wahrgenommen, besonders dort, wo die Moräne von kiesiger Beschaffenheit ist. Ein solcher Fall sei durch die bestehende Photographie (Fig. 2) veranschaulicht.



Fig. 2.

Die Grundmoräne, die sich hier als solche durch einen besonderen Reichtum an Blöcken mit geschrammter Schlißfläche zu erkennen gibt, besteht zu oberst und zu unterst aus sandigem Geschiebelehm; die kiesige Zwischenlage ist deutlich geschichtet.

Eine sehr gewöhnliche Erscheinung ferner, die ich auf der Donnerschwee, wie andernorts des öfteren wahrgenommen habe, ist

<sup>1)</sup> Salomon, l. c. p. 447—450.

<sup>2)</sup> Diluvialstudien, III, 2, Osnabrück 1896. p. 30—34.

es, daß der Grundmoräne Bänke und linsenförmige Nester geschichteten Sandes eingelagert sind, die von dem Geschiebelehm scharf sich absetzen. In einem ca. 20 m langen Aufschluß gewährte ich drei Moränenschichten von je 1 bis 2 Fuß Mächtigkeit, die durch zwei zwischenlagernde Sandbänke voneinander getrennt waren. An den Enden des Aufschlusses keilten alle fünf Schichten zusammen in eine dünne Geschiebesanddecke aus.

Solche Schichtungen innerhalb der Grundmoräne, sowie der Umstand, daß dieselbe auf der Donnerschwee in den mannigfachsten Ausbildungsformen auf engbegrenztem Raum vorkommt, lassen unzweideutig erkennen, daß die Grundmoräne nicht unter dem Eise fortgewälzt wurde, weil in solchem Fall alles durcheinander geknetet sein müßte.

Daß Grundmoränen von großer Mächtigkeit nicht als Ganzes unter dem Eise fortbewegt werden können, darüber ist man sich vollkommen einig<sup>1)</sup>; aber man hat sich noch nicht von dem Gedanken freimachen können, daß wenigstens die oberen Teile der Grundmoräne an der Bewegung des Eises noch teilnehmen, nachdem die unteren bereits zur Ruhe gekommen sind. So kann nach Salomons<sup>2)</sup> Meinung die Grundmoräne in Massen von mehreren Metern Mächtigkeit unter dem Gletscher vorwärts gequetscht werden.

Hiergegen ist jedoch einzuwenden, daß in den von mir erwähnten Fällen die Grundmoräne mitsamt ihren geschichteten Einlagerungen nur bis zu 2 m oder wenig darüber mächtig ist.

Somit erhellt aus den Befunden hierzulande, daß in dem peripheren Verbreitungsgebiet des Inlandeises die Grundmoräne nicht unter dem Eise sich fortbewegt hat.

Und daß dies ebensowenig in Gletschergebieten der Fall ist, beweisen die nach Heim<sup>3)</sup> in den Alpen häufigen „interglazialen“ Bergstürze, über die das Eis hinweggeflossen ist, ohne sie zu Grundmoräne zu verarbeiten.

Die Grundmoräne scheidet folglich überall als Erosionsfaktor aus.

An der Oberfläche der erwähnten Bergstürze werden nach Heim oft große Blöcke angetroffen, die obenauf geschrammt sind, — ein Zeichen, daß das Eis hier in festem Aggregatzustand sich befunden hat, also über das erste Gletscherstadium nicht hinausgekommen ist.

Wenn es das Landeisstadium erreicht hätte, so würde es vermöge seiner erhöhten Plastizität den Gesteinsschutt in sich aufgenommen und fortgeführt haben.

---

<sup>1)</sup> F. Wahnschaffe: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 1909. p. 137.

<sup>2)</sup> Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erddieren? N. Jahrb. f. Min. etc., 1900, II. p. 122.

<sup>3)</sup> Intern. Geolog. Kongr., 1910. p. 485.

Heim<sup>1)</sup> ist „überzeugt, daß die alpinen Diluvialgletscher nur den schon in den Tälern liegenden Schutt ausgeräumt, nicht aber Felsen zu Schutt gebrochen haben“.

Wir sahen indessen, daß das nordeuropäische Inlandeis festen Fels bis zu beträchtlichen Tiefen zertrümmert hat. So muß das alpine Inlandeis gleichfalls diese Fähigkeit besessen haben. Und in hohem Grade wahrscheinlich ist es mir, daß auch die heutigen Gletscher vielerorts eine Felszertrümmerung in der von mir geschilderten Art und Weise zuwebringen; denn an Stellen erhöhten Druckes — wie am Grunde tiefer Täler und steiler Abstürze, am Zusammenfluß zweier Gletscher und überall, wo Talverengung oder andere Hindernisse Stauungen verursachen — muß das Eis an der Unterseite der Gletscher einen mehr oder weniger hohen Grad von Plastizität annehmen, wodurch es befähigt wird, nicht nur in losen Schutt, sondern auch in die feinsten Gesteinsspalten einzudringen und eine Sprengkraft zu entwickeln, der selbst das härteste Gestein nicht widerstehen kann.

Indem das Eis die Felstrümmer allseitig umhüllt, führt es diese als Innenmoräne mit sich fort.

Auf verlassenem Gletscherböden werden ab und an Blöcke angetroffen, die in benachbarte Lücken der vom Eis geschliffenen Felsoberfläche genau hineinpassen<sup>2)</sup>.

Wir haben gesehen, wie das Eis die von ihm selbst durch Kältesprengung geschaffenen Gesteinsspalten durch ständiges Nachdringen mehr und mehr erweiterte und durch Druck von unten her Schicht auf Schicht abhob.

So auch ist zu verstehen, wie einzelne Blöcke aus geglättetem Felsgrund herausgebrochen werden konnten.

Durch das in die Gesteinsspalten eindringende Gemenge von Eis und Schlamm wurden die Blöcke mehr oder weniger über ihre Umgebung emporgehoben, und da der unter ihnen abgelagerte Gletscherschlamm ihr Rüksinken verhinderte, verharrten sie beim Rückzug des Eises in ihrer Stellung, bis sie bei einem erneuten Gletschervorstoß bald mehr, bald weniger weit von der Stelle gerückt wurden.

Es darf freilich nicht übersehen werden, daß das Vorkommen von Blöcken, welche benachbarten Ausbruchstellen entstammen, selten ist, und es ist begreiflich, wenn gerade dies als ein Beweis für die Geringfügigkeit der glazialen Erosion angesehen wird.

So sagt Heim<sup>3)</sup>: „Die Ausbrechungsarbeit des Gletschers an seinem Grunde ist nicht erwiesen . . . . . In der Literatur sind einige wenige sichere — oder unsichere — Beispiele erwähnt. Wenn Dutzende von Geologen jahrzehntelang suchen mußten, um drei oder vier Fälle von Ausbrechen zu konstatieren, so kann das nur eine

<sup>1)</sup> Geol. Kongr. 1910. p. 487.

<sup>2)</sup> Penck: Geol. Kongr. 1910. p. 449. — Salomon: Adamellogruppe. p. 450. — v. Drygalski: Grönland-Expedition, I. p. 68.

<sup>3)</sup> Geol. Kongr. 1910. p. 484.

seltene, zufällige, keine das Phaenomen beherrschende Erscheinung sein. Ich selbst habe sie weder unter dem Gletscher kriechend, noch auf dem durch Schwinden verlassenen Felsboden jemals konstatieren können“.

Nun ist zwar, wie Penck<sup>1)</sup> sich äußert, der Fall, daß Steine durch das Eis aus dem Gletscherboden ausgebrochen sind, „keineswegs gerade sehr selten“; aber immerhin ist es eine ungewöhnliche Erscheinung, durch die der Einwand Heims nicht entkräftet wird.

Ungewöhnlich jedoch ist diese Erscheinung nur deshalb, weil das Eis sich nicht darauf beschränkt, nur einzelne Blöcke aus dem Felsboden herauszulösen, sondern restlos die ganze Oberflächenlage des Gletschergrundes abhebt und davonträgt.

Wie gründlich das Inlandeis hierbei zu Werke gegangen ist, lehrt uns die große Menge geschliffener und ungeschliffener Gneißplatten und Blöcke, die Gumälius<sup>2)</sup> bei Rocklunda im Bergwerksbezirk Kantorp antraf. „Deutlich sind sie aufgearbeitete Teile eines schon geschrammten und polierten Felshügels, dessen innerer Teil das Material zu den Blöcken und Steinen von der mehr unregelmäßigen, scharfkantigen Form geliefert haben dürfte“.

Das Eis hat hier also nicht nur die geschliffene Felsoberfläche zerstört, sondern es hatte auch schon angefangen, deren Liegendes in Angriff zu nehmen.

Bedenken wir nun, daß das Losbrechen desjenigen Steinmaterials, das als Lokalmoräne vom Eis hinterlassen wurde, erst im Endstadium der Vergletscherung erfolgt sein kann, so gibt uns dies eine Vorstellung von der gewaltigen Denudationsarbeit, die das Eis zur Zeit seiner größten Entfaltung geleistet hat.

Es braucht nur an die Massenablagerung von „Dalasandstein“ erinnert zu werden, die in den Dammer Bergen des südlichen Oldenburgs den weitaus überwiegenden Teil der dort aufgehäuften Geschiebmassen ausmachen.

Als Geschiebe<sup>3)</sup> ist dieser kambrische quarzitische Sandstein, der in der finnländischen Literatur unter dem Namen „Jotnischer Sandstein“ aufgeführt ist, über weite Flächen der nordeuropäischen Tiefebene bis an die äußersten Verbreitungsgrenzen des Inlandeises ausgestreut worden, und er muß daher als Anstehendes in Fennoskandien eine entsprechend weite Verbreitung gehabt haben. Was jetzt dort noch als Anstehendes<sup>4)</sup> erhalten ist, sind mutmaßlich nur die Ueberreste einer einst zusammenhängenden Decke, die

<sup>1)</sup> l. c. Geol. Kongr. 1910. p. 489.

<sup>2)</sup> l. c. G. F. F. VII. p. 390—391.

<sup>3)</sup> J. Martin: Diluvialstudien, III, 1. Osnabrück 1895, p. 36—38. — C. G. G. und J. Korn: Der Geschiebeinhalt des wolhynischen Diluviums. Z. d. D. g. G., 1918, Mon. Ber. Nr. 5—7. — H. Hausen: Data betræffande frekvensen af jotniska sandstenblock i de mellembaltiska trakternas istidsaflagingar. Geol. Fören. i Stockholm Förhandlingar. XXXIV, 1912. — H. Hausen: Data angående förekomsten af fennoskandiska ledblock i Osteuropas kvartära aflagingar etc. Fennia 42, Nr. 8, Helsingfors 1921. — J. F. P. van Calker: Beiträge zur Kenntnis des Groninger Diluviums. Z. d. D. g. G. 36, 1884, p. 733 und 734.

<sup>4)</sup> J. J. Sederholm: Geological sketch-map of Fennoskandia. Helsingfors 1908.

von Dalarne und den angrenzenden Gebieten von Herjeådalen und Norwegen über den Bottnischen Meerbusen bis zum Onegasee in Finnland und von dieser Linie aus weit nach Norden hinauf sich hinerstreckte.

In der Gegend südlich von Örebro am Hjelmarsee in Schweden traf Gumälius<sup>1)</sup> „größere oder kleinere Hügel und Rücken an, welche ausschließlich aus dieser Felsart bestehen“. Demnach hat dort bis in die letzte Phase der Vergletscherung die glaziale Denudation des Dalasandsteins angedauert. —

Im Vorstehenden habe ich zu zeigen gesucht, wie Kältesprengung im Verein mit der Plastizität des Eises bei der glazialen Denudation eine hervorragende Rolle spielt. Erscheinungen und Probleme verschiedener Art, für die man bislang eine befriedigende Erklärung nicht hat finden können, werden ihres Rätselhaften entkleidet, wenn wir jene beiden Faktoren in Rechnung stellen.

Wir müssen uns nur vergegenwärtigen, daß die Wirkungsart eines Inlandeises von derjenigen seiner Vorlandgletscher grundverschieden ist. Bei diesen wirkt das Eis vermöge seiner Härte, bei jenem vermöge seiner Plastizität. —

Nach dem Randgebiet muß die Plastizität eines Inlandeises an seiner Unterseite mehr und mehr abnehmen, weil mit geringer werdender Mächtigkeit eine Druckverminderung Hand in Hand geht.

Statt dessen bewirkt die in hohen Breiten herrschende niedrige Lufttemperatur, daß das Eis der Vorlandgletscher einen hohen Härtegrad erhält. Während das Eis der heutigen Alpengletscher große Biagsamkeit hat, ist ihm im nörlichen Grönland nach den Feststellungen Kochs<sup>2)</sup> große Härte eigen. Bei  $-40^{\circ}$  hat es den Härtegrad von Flußspat (4). Bei  $-15^{\circ}$  liegt der Härtegrad zwischen 2 und 3 (Gips und Kalkspat). Nach Heim (Gletscherkunde, 1885, p. 286) ist das Eis bei  $-50^{\circ}$  so hart, daß man es kaum mit den besten Feilen angreifen kann. Koch bemerkt dazu, daß hiernach der Härtegrad bei  $-50^{\circ}$  ungefähr sechs sein würde. —

Ein Gletscher von solcher Härte kann zweifellos geringere Hindernisse, die sich ihm entgegenstellen, aus dem Wege räumen. Er vermag Felsvorsprünge, zumal wenn sie bereits durch Verwitterung oder Kältesprengung gelockert sind, loszubrechen. Blöcke von bedeutendem Umfang kann er vor sich herschieben, und seine eigenen Endmoränenwälle, die seine Bahn durchqueren, ebnet er bisweilen wieder ein, um darüber hinwegzuschreiten<sup>3)</sup>.

Besonders auch befähigt die Härte den Gletscher, felsigen Boden zu schleifen. Da sein eigener Schleifverlust stets wieder ersetzt wird,

<sup>1)</sup> G. F. F. XI. p. 248.

<sup>2)</sup> J. P. Koch. Vorläufiger Bericht über die wichtigsten glaziologischen Beobachtungen auf der dänischen Forschungsreise quer durch Nordgrönland 1912/13. Zeitschr. f. Gletscherkunde, X, 1916, p. 11.

<sup>3)</sup> H. Credner. Ueber Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehms etc. Z. d. D. g. G., 32, 1880, p. 77—79.

so kann selbst bei geringerer Härte im Laufe der Zeit eine mehr oder minder bedeutende Schleifwirkung erfolgen. Erhöht wird diese durch die unten aus dem Eis hervortretenden Gesteinsfragmente, welche ihm nach einem oft gebrauchten Vergleich die Wirkung einer Feile verleihen. —

Ganz anders ist die Einwirkung, die ein Inlandeis, wie auch mächtige Gletscher an Stellen erhöhten Druckes auf den Felsuntergrund ausüben. Hier kommt die Plastizität des Eises zur Geltung, also gerade die Eigenschaft, die nach der üblichen Vorstellungsweise seiner denudierenden Tätigkeit hinderlich sein soll.

Vermöge seiner mit erhöhtem Druck zunehmenden Plastizität dringt das Eis in Klüfte und feinste Gesteinsspalten, und wo solche nicht vorhanden sind, werden sie vom Eis selbst vermittels Kältesprengung erzeugt.

So kommen zunächst solch „halbanstehende, halbmoränenartige“ Bildungen zustande, wie sie im Silurgebiet Esthlands unter dem Namen „Rick“ bekannt sind<sup>1)</sup>.

Wie unser Profil vom Kinnekulle es veranschaulicht, wird das anstehende Gestein zunächst in Platten zerlegt, die im weiteren Verlauf der Kältesprengung in größere und kleinere Stücke zerteilt werden (Fig. 1, oben rechts). In ganz derselben Weise spielt sich der Vorgang der Zerplattung und Zerblockung bei dem von Gumälius beschriebenen Trasberg ab, einer ebenfalls halb anstehenden, halb moränenartigen Bildung. Der Unterschied besteht nur in der Gesteinsart. Wir erkennen daran, daß härtere Gesteine, wie Granit und Gneiß, ebensowenig wie die weicheren Sedimentärgesteine der Kältesprengung standzuhalten vermögen. —

Die von Krossteingrus bedeckte Schreiekreide bei Tullorp in Schonen ist, wie N. O. Holst<sup>2)</sup> berichtet, stellenweise bis zu einer Tiefe von mehreren Metern in Würfel zerlegt. „Zu oberst ist die Kreide gewöhnlich unrein und kann sogar mit der darüberliegenden Moräne gleichsam wechsellagern, welche mitunter so kreidehaltig ist, daß sie fast zur Hälfte aus Kreide besteht.“

Offenbar liegt hier, wie auch im folgenden Fall, Rick vor. —

Bei Gommern unweit Magdeburg konnte man nach Wahnschaffe<sup>3)</sup> „unmittelbar auf der Oberfläche des festen, in ungestörter Lagerung befindlichen Sandsteins zertrümmerte Bänke beobachten, in denen alle einzelnen Bruchstücke noch genau aneinander paßten. In alle Fugen und Risse hatte sich der Geschiebemergel hineingedrängt.“ —

---

<sup>1)</sup> G. Holm: Bericht über geologische Reisen in Esthland, Nord-Livland etc. Verh. d. Russ. Kais. Mineralog. Ges. St. Petersburg. II. Ser., 22. Bd., Petersburg 1886. p. 19.

Vergl. auch F. Schmidt. Z. d. D. g. G., 36, 1884, p. 258.

<sup>2)</sup> Om skrifkritan i Tullorps trakten. Sveriges geologiska undersökning. Ser. C. Nr. 194, p. 6.

<sup>3)</sup> Z. d. D. g. G. 35, 1883, p. 834.

Augenscheinlich echte Riechbildungen sind ferner von A. Helland<sup>1)</sup> auf den Orkney-Inseln an Schiefergestein und an Sandstein beobachtet, wie aus der Beschreibung der Befunde deutlich hervorgeht. —

In dem von Wahnschaffe<sup>2)</sup> mitgeteilten Aufschluß des Rhät-sandsteins von Velpke im Braunschweigischen befindet sich die Riechbildung noch in ihrem Anfangsstadium, insofern erst eine Zerplattung des Gesteins, aber noch keine weitergehende Zerblockung stattgefunden hat. An dem treppenförmigen Verlauf der moränen-gefüllten Spalten erkennen wir wiederum, daß das Eis wie am Kinne-kulle von Stufe zu Stufe in die Tiefe vorgedrungen ist, ebenso wie auch Gumälius<sup>3)</sup> eine „treppenförmige“ Anordnung der Klüfte und Spalten in dem Gneiß- und Granitgebiet von Kantorp wahr-genommen hat. —

Einen weiteren Fortschritt in der Gesteinszertrümmerung zeigen die von Wahnschaffe<sup>4)</sup> dargestellten Profile des Muschelkalks von Rüdersdorf.

Die Zerblockung ist hier schon weit vorgeschritten. Die zahl-reichen in Geschiebelehm eingebetteten Kalkbruchstücke sind noch zu Reihen geordnet, die an ihrem wellenförmigen Verlauf die Bewegung des fließenden Eises erkennen lassen.

Indem das Eis an seiner Unterseite abzuschmelzen begann, fand eine relative Anreicherung seiner Innenmoräne statt. Infolgedessen wurde das Gemenge von Eis, Schutt und Schlamm mehr und mehr zähflüssig, sodaß seine Bewegungsfähigkeit allmählich erlosch. So stellen die Profile gewissermaßen Augenblicksaufnahmen dar von der zum Stillstand gelangenden fließenden Bewegung des Inlandeises. —

Nach O. Weerth<sup>5)</sup> kommt in der Gegend von Detmold ein Geschiebelehm vor, dem ein unverkennbar lokales Gepräge eigen ist:

„Die einheimischen Geschiebe . . . sind zum großen Teil geschliffen, mit Systemen paralleler Furchen und Ritzen oder auch mit unregelmäßigen Schrammen und Kritzen bedeckt und zeigen nie die gleichmäßig gerundeten Formen der Gerölle. Die ungefurchten unter ihnen sind vollkommen intakt und zeigen keine Spur des Transports. . . . In einem Falle wurden Schichtenstörungen im Grunde des Geschiebelehms beobachtet: große Schollen liasischer Gesteine waren von ihrer Unterlage losgelöst und in den Geschiebelehm eingelagert.“

Wie bei Kantorp, so hat also das Inlandeis auch hier den bereits mit geschrammter Schlißfläche versehenen Felsuntergrund im weiteren Verlauf der Vereisung in größere und kleinere Bruchstücke zerlegt und zu Krossteingrus verarbeitet. —

---

1) Ueber die Vergletscherung der Färöer, sowie der Shetland- und Orkney-Inseln. Z. d. D. g. G. 31, 1879, p. 746.

2) Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 1909. Fig. 4, p. 100.

3) G. F. F., XI, p. 251.

4) l. c. Fig. 6 u. 7, p. 116.

5) Z. d. D. g. G. 33, 1881, p. 474.

Ueber die Krossteingrusfazies des Geschiebelehms von Otterwisch im Königreich Sachsen schreibt A. Sauer<sup>1)</sup>:

„Wenn man vom Grunde irgend eines der Aufschlüsse, also von dem in seiner Lagerung unveränderten Gesteine ausgeht, so gewahrt man in etwas höherem Niveau zunächst, zwar ziemlich direkt unter dem Schutte, doch in dem sicher noch anstehenden Gestein, wie die Platten der Grauwacke etwas auseinandergerückt sind, sodaß an Stelle der äußerst schmalen Querklüfte bis zu 1 cm breite Fugen getreten sind, die samt und sonders mit sandig-tonigem Lehme sich angefüllt zeigen, gleich darüber sind einzelne Platten schon merklich gehoben, sodann aufrecht gestellt und gar und zwar meist gleichsinnig übergekippt. Zuweilen haben die Platten die ursprüngliche Form beibehalten, meist jedoch sind sie unregelmäßig zerbrochen, ja vollkommen zersplittert.“

Die auch von O. Gumälius<sup>2)</sup>, F. Schmidt<sup>3)</sup> und anderen beobachtete Kantstellung von Steinplatten im Krossteingrus kommt m. E. dadurch zustande, daß die Platten in dieser Stellung beim Niedersinken im stagnierenden Eis den geringsten Widerstand finden.

Die Zerklüftung des Gesteins hat sich in dem obigen Fall in ganz derselben Weise vollzogen wie am Kinnekulle. Das Eindringen von Geschiebelehm in die Gesteinsspalten, die Erweiterung der Spalten, das Auseinanderweichen der Steinplatten bis zu ihrer vollständigen Loslösung und Einverleibung in die Grundmoräne und als Endergebnis das Zustandekommen einer Krossteingrusfazies, — das alles sind genau dieselben Erscheinungen, die bei dem Orthocerenkalk des Kinnekulle sich bemerkbar machen, und ich glaube daher nicht fehlzugehen, wenn ich solchen übereinstimmenden Erscheinungen die gleiche Deutung zuteil werden lasse.

Ich folgere mithin, daß das Inlandeis bis nahe an seine äußersten Verbreitungsgrenzen die Fähigkeit besessen hat, Felsboden durch Kältesprengung zu zertrümmern. Je mächtiger die Eisdecke war, und je länger sie bestehen blieb, um so tiefer vermochte das plastisch-flüssige Eis in den Felsboden einzudringen und den Gesteinsverband zu lockern.

Fester Fels, wie hart er auch sein mag, kann auf die Dauer dieser Kraft nicht widerstehen; er muß ihr früher oder später unterliegen, je nach dem Grad seines Kälteleitungsvermögens und seiner Kontraktionsfähigkeit.

Auf diesen beiden Eigenschaften, die bei verschiedenartigen Gesteinen einen verschiedenen Grad von Klüftbarkeit bedingen, beruht nach meiner Auffassung zum nicht geringen Teil die „selektive“ Denudation, im besonderen auch die auffällige Erscheinung, daß nicht

<sup>1)</sup> Sitzungsberichte d. naturf. Ges. Leipzig, 1881, p. 14—15.

<sup>2)</sup> l. c. G. F. F., VII, p. 391.

<sup>3)</sup> Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntnis der glazialen und postglazialen Bildungen im silurischen Gebiet von Esthland, Oesel und Ingermanland. Z. d. D. g. G. 36. 1884, p. 257.

selten weichere Gesteine der abhebenden Denudation besser standhalten, als härtester Fels.

Daß die „ausbrechende glaziale Erosion“ entsprechend der verschiedenen Klüftbarkeit der Gesteine selektiv zuwerke geht, ist von Salomon in überzeugender Weise dargelegt und wird von Penck<sup>1)</sup> durchaus bestätigt.

Ungleichmäßige Klüftbarkeit hat bei dem Vorgang der abhebenden Denudation Beckenbildung im Gefolge und führt in Tälern zur Stufen- und Riegelbildung, je nach der größeren oder geringeren Neigung des Gletscherbodens.

Indem die Plattenabhebung parallel zu den Seiten und der Sohle der Täler vor sich geht, werden diese vertieft und verbreitert, sodaß die charakteristische Trogform der Gletschertäler zustande kommt.

In gleicher Weise erfolgt durch Ausweitung praeglazialer Hohlformen (Wasserrinnen, Trichter usw.) im Landeisstadium die erste Anlage der Kare, wogegen deren weitere Ausgestaltung der im Firnstadium einsetzenden Wandrückverwitterung<sup>2)</sup> vorbehalten bleibt.

Sobald das Eis durch Ab- und Ausheben der durch praeglaziale Verwitterungsvorgänge, durch subglaziale Kältesprengung oder durch Dislokationen gelockerten Felstrümmer an irgend einer Stelle seines Untergrundes Bresche gelegt hat, kann eine rückwärts dirigierte Denudation in die Erscheinung treten.

Indem nämlich die Gesteinsbruchstücke in der Bewegungsrichtung des Eises fortgeführt werden, nimmt die Denudation in entgegengesetzter Richtung ihren Fortgang, sodaß die den Gletschertälern eigentümliche Rückläufigkeit des Gefälles und Uebertiefung zustande kommen. Wenn dieselben Erscheinungen nach der Heimischen Lehre durch Einsinken des Gebirges verursacht werden können, so widerspricht dies keineswegs meiner Auffassung; schließt doch die eine Möglichkeit die andere nicht aus.

Geht die ab- und aushebende Denudation des Inlandeises rückwärts von statten, so sind demgegen die splitternde und die schleifende Denudation, die im Gletscherstadium zur Geltung kommen, vorwärts dirigiert. Die Lage der Stoßseite an Rundhöckern und die Richtung der Schrammen lassen dies deutlich erkennen, während die rauhe Beschaffenheit der Leeseite solcher Rundhöcker noch Zeugnis ablegt von der Aufbrechungsarbeit des Eises, die der Schleifarbeit vorausging.

Die Gabelung der Gletschertäler, die man als eine zentrifugale Diffuenz zu deuten pflegt, würde nach dieser Auffassung der vorwärts dirigierten splitternden und schleifenden Denudation des Gletscherstadiums ihre Entstehung zu verdanken haben. Jedoch kann sie m. E. ebensowohl auf zentripetale Konfluenz der rückwärts dirigierten

---

<sup>1)</sup> Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. 1909, p. 836.

<sup>2)</sup> E. Richter. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt., Ergänzungsheft Nr. 132, 1900.

ab- und aushebenden Denudation des Landeisstadiums zurückgeführt werden. Im besonderen für die Gabelung der Alpenrandseen glaube ich der letzteren Erklärung den Vorzug geben zu müssen.

Zweifellos haben in vielen Fällen bei der Bildung von Felsbecken Dislokationen der aushebenden glazialen Denudation vorgearbeitet; jedoch ist diese nicht von Verwerfungen durchweg abhängig.

Sowohl in Norwegen, als auch in Grönland und Island konnte O. Nordenskiöld<sup>1)</sup> feststellen, daß an der abschließenden Wand einiger Karenfjorde keine Verwerfung vorlag.

Dies bestärkt mich in meiner Auffassung, daß in Fällen, wo Verwerfungen nicht stattgefunden haben, bei der Bildung der Spalten, deren das Eis zur Schaffung von Fjorden, Gletschertälern und Felsbecken jeglicher Art bedarf, Kältesprengung das wirksamste Agens gewesen ist.

So läßt sich auch die Entstehung der norwegischen Strandflächen auf Kältesprengung mit nachfolgender glazialer Denudation zurückführen, ohne daß wir Verwerfungen zur Erklärung der auch hier erforderlichen Spaltenbildung anzunehmen brauchen.

Daß das Schollenphänomen mit tektonischen Vorgängen, und zwar mit der Heraushebung von Horsten in engstem Zusammenhang steht, ist nicht zu bezweifeln. Es sei hier nur auf die diesbezüglichen Ausführungen von C. Gagel<sup>2)</sup> und O. Jaeckel<sup>3)</sup> hingewiesen.

Auf welche Art und Weise aber Schollen von oft gewaltigen Ausmaßen vom Anstehenden losgelöst und verschleppt werden konnten und wie bei solchen Vorgängen die normale Aufeinanderfolge der Schichten so wenig gestört wurde, daß es oft schwer hält, die Schollen von anstehendem Gebirge zu unterscheiden<sup>4)</sup>, das sind Fragen, worüber noch wenig Klarheit besteht<sup>5)</sup>.

Sicherlich konnten, wie meist angenommen wird, durch die Schubkraft der gegen die Horste andrängenden Eismassen Schollen losgebrochen werden, zumal mit der Heraushebung der Horste eine Gesteinszertrümmerung Hand in Hand gehen mußte; indessen je größer die Schollen sind, je geringer ihre Festigkeit ist, je weiter sie von ihrem Ursprungsort entfernt liegen und je höher sie über ihre Umgebung emporgehoben wurden, um so weniger

<sup>1)</sup> Internationaler Geologenkongreß, Stockholm 1910, I. p. 471.

<sup>2)</sup> Die letzte Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands. Geologische Rundschau, VI. p. 76—77.

<sup>3)</sup> Glaziale Schollen in Rügen. Abh. aus d. geol.-palaeont. Inst. d. Univ. Greifswald, I, 1920.

<sup>4)</sup> A. Jentzsch. Ueber große Schollen im Diluvium. Z. d. D. g. G., 53, 1901. Sitz.-Ber. p. 102—106.

<sup>5)</sup> G. Petersen. Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. Fortsch. d. Geol. u. Pal. Heft 9, 1924.

wahrscheinlich ist es, daß ihr Transport in der Weise bewerkstelligt wurde, daß sie vor dem Eisrand hergeschoben wurden. Auch die Annahme von Jentzsch, daß der Transport auf beweglicher, toniger Unterlage erfolgte, hilft über jene Schwierigkeit des Schollenproblems nicht hinweg.

Entgegen der Auffassung, wonach die Außenzone des Inlandeises infolge ihrer Starrheit allein imstande gewesen sein soll, Schollen vom Anstehenden abzuscheren<sup>1)</sup>, bin ich überzeugt, daß zu solch gewaltigen Denudations- und Transportleistungen, wie sie im Schollenphänomen zum Ausdruck kommen<sup>2)</sup>, das Eis sehr viel weniger durch die Starrheit seiner randlichen Teile, als durch die Plastizität befähigt war, welche seinen unteren Teilen in weiterem Abstand vom Randgebiet in hohem Maße eigen sein mußte.

Mit den Dislokationen war naturgemäß die Bildung eines tiefgehenden, weitverzweigten Spaltensystems verbunden, von dem aus das in die Verwerfungsklüfte eindringende plastisch-flüssige Eis die Horste auf weite Strecken hin unterminierte<sup>3)</sup>; und indem es im druckverflüssigten Zustand durchlässige Schichten durchtränkte, konnte das Hangende derselben infolge des ungeheuren Druckes der ständig nachdringenden Eismassen in umfangreichen Schichtkomplexen in die Höhe gehoben und fortgeführt werden, ohne daß die Schichtenfolge der im Eis schwimmenden Schollen gestört wurde.

Daß bei Anwendung starken Druckes Eis verflüssigt und in Sand hineingepreßt werden kann, hat Blümcke<sup>4)</sup> auf experimentellem Wege nachgewiesen. —

Was die diluvialen Sandschollen anlangt, die nach Art erratischer Blöcke der Grundmoräne einverleibt sind, so ist zu beachten, daß sie nach Angabe von N. V. Ussing<sup>5)</sup> kreuz und quer von zahllosen Sprüngen durchsetzt sind, ihre horizontale Schichtung aber noch einigermaßen beibehalten haben.

Beides, sowie die von O. Jaekel<sup>6)</sup> betonte scharfkantige Abgrenzung der Sandschollen läßt schließen, daß diese in gefrorenem Zustande transportiert wurden.

<sup>1)</sup> G. Petersen, l. c. p. 202.

<sup>2)</sup> Eine bei Steinitten im Samland beobachtete Scholle ist 4 km lang, 2 km breit und 14—20 m mächtig. Sie besteht aus Miozän, Oligozän und Senon und hat ihren Ursprung wahrscheinlich an der 4 km vom Fundort entfernten Ostseeküste in der Gegend von Kranz.

Von Paunsdorf bei Leipzig kennt man eine Kreidescholle von 10 m Länge und 1,50 m Mächtigkeit, für die ein Transportweg von 200—250 km angenommen werden muß (Petersen p. 229).

<sup>3)</sup> Auf Rügen ist nach Gagel „diluviales Material unter 200 m mächtigem Senon beobachtet“. (Pet. Mitt. 1925, p. 38, Nr. 119.)

Am Profil von Möens Klint beobachtete A. Helland „Geschiebelehm, der auf eine Strecke von 100 m weit mit einer Mächtigkeit von ungefähr 3 m zwischen die Kreideschichten hineingepreßt war, bis dieser Gang von Geschiebelehm sich am Ende auskeilte“. (Z. d. D. g. G., 1879, p. 71.)

<sup>4)</sup> Einiges über die Vorgänge am Untergrunde der Gletscher. Das Ausland, 66, 1893. p. 818.

<sup>5)</sup> Danmarks Geologi i almenfatteligt Omrids. Tredie Udgave 1913. p. 234.

<sup>6)</sup> l. c. p. 14.

Am Inlandeis Nordgrönlands machte J. P. Koch<sup>1)</sup> die Wahrnehmung, daß an vielen Stellen unter dem Schnee feine und breitere Risse sich gebildet hatten.

Es ist daher anzunehmen, daß in sandigen Eisböden eines Gletschervorlandes in gleicher Weise, wie in reinem Eise, unter dem Einfluß der Kälte Zusammenziehungen stattfinden, die das Aufkommen von Spalten zur Folge haben.

Indem die Spalten, wie bei der durch subglaziale Kältesprengung bewirkten Felszertrümmerung, mehr oder weniger parallel und senkrecht zur Oberfläche sich stellen, wird dem eindringenden plastisch-flüssigen Eis eine Handhabe geboten, aus dem gefrorenen Boden größere oder kleinere Schollen herauszuheben. Wie es bei Steinplatten der Fall ist, so werden auch die Sandschollen oft in Kantstellung<sup>2)</sup> angetroffen, was wiederum auf gleiche Transportart schließen läßt.

Im Hinblick auf die verschiedengradig plastisch-flüssigen Aggregatzustände, die den unteren Teilen eines Inlandeises eigen sein müssen und auch bei mächtigeren Gletschern an Stellen hohen Druckes zu erwarten sind, wird uns der Vorgang der ab- und aushebenden glazialen Denudation in seinen mannigfachen gewaltigen Auswirkungen verständlich. Diesen gegenüber ist die Arbeitsleistung, die das Eis im festen Aggregatzustand des Gletscherstadiums mittels Denudation durch Absplittern und Abschleifen vollbringt, verschwindend gering; sie beschränkt sich im wesentlichen auf ein Abrunden und Glätten der durch Ab- und Ausheben geschaffenen Denudations- und Erosionsformen.

Oldenburg, im Herbst 1926.



---

<sup>1)</sup> l. c. p. 14.

<sup>2)</sup> Ussing, l. c. p. 234.

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

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen](#)

Jahr/Year: 1922-1926

Band/Volume: [26](#)

Autor(en)/Author(s): Martin J.

Artikel/Article: [Zum Problem der glazialen Denudation und Erosion. 461-480](#)