

# 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises

Von KARL GRIPP, Lübeck

Mit 5 Abbildungen und 8 Tafeln

**Zusammenfassung.** Seit 100 Jahren werden Ablagerungen in Norddeutschland als vom Inlandeis hinterlassen angesehen. Der Wechsel der Auffassungen über das Geschehen am Eisrand sowie der heutige Stand der Erkenntnis werden dargelegt. Hervorgehoben wird:

Fels- und Lockerboden als Untergrund bedingen verschiedenes Verhalten des Eisrandes. Widerlager wie Stauchmoräne und Hochsander erzwingen das Aufsteigen auch der tiefsten fließenden Eislagen. Schwankungen des Eiszuflusses bedingen Zu- und Abnahme der Mächtigkeit des Eises am Widerlager, aber keine Änderung der Lage des Eisrandes. Bei starkem Zufluß schiebt das Eis das Widerlager beiseite. Die noch jüngst vertretene Anschauung vom „Überfahren“ des Widerlagers wird aus mehreren Gründen abgelehnt. — Tunneltäler entstehen durch kleine Eiszungen, die dort auslaufen, wo der Ausfluß in- oder subglazialer Wässer das Widerlager abgetragen hat.

**Abstract.** 100 years passed since in North Germany the drift theory of LYELL was replaced by the theory of an inland ice cover. It is reported here about the changes in explaining the deposits and forms left by the ice margin and about the currently accepted opinions. Differences in forms left by the ice on rocky and on soft bottom are discussed. Obstacles as push moraines and sanders forced the deepest layers of the ice to rise. Alternation in the ice flow brings about an up and down movement of the ice on the insides of moraines and sanders, but no changes of their location.

By a strong, increasing ice flow the obstacles are pushed aside. The opinion, the ice should have moved across an end moraine without destruction, is not tenable. Tunnel valleys originate by small outflowing ice tongues where in- or sub-glacial rivers had destroyed the moraine, so that the ice, dammed up high by the morainic counterfort, could flow out by gravitation. These small ice tongues, comparable to the glaciers in the fjords, should be named glacielles.

## Zeittafel

Da die Fortschritte der Erkenntnis nicht eingehend dargelegt werden können, mögen die Daten der Einführung wichtiger Erkenntnisse und Bezeichnungen den historischen Gang aufzeigen.

- |      |  |  |
|------|--|--|
| 1824 | der Norweger ESMARCH   | } vertreten die Ansicht, soweit wie nordische Gesteine vorkommen, breitete sich einstmal Inlandeis aus ohne Mitwirken des Meeres |
| 1866 | der Schwede Otto TORELL  |  |
| 1875 | TORELL: Schrammen auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf (Berlin) beweisen Bedeckung durch Inlandeis       |  |
| 1879 | PENCK: Norddeutschland dreimal vereist   |  |
| 1881 | BERENDT: „Staumoränen“ = vom Eise verschobene Grundmoräne  |  |
| 1882 | PENCK führt die Bezeichnungen Riß- und Würm-Vereisung ein  |  |
| 1884 | KEILHACK führt den Begriff Sander ein  |  |
| 1889 | H. SCHROEDER: „Staumoräne“ für vom Eise verschobenes Vorland des Eises                                 |  |
| 1897 | die dritte = älteste Grundmoräne von GOTTSCHKE nachgewiesen  |  |
| 1897 | KEILHACK schafft den Begriff Grundmoränen-Ebenen; benennt Urstromtal, was zuvor Haupttal benannt wurde |  |
| 1899 | Untermoräne und Grundmoräne werden definiert (A. v. BÖHM)  |  |
| 1901 | WAHNSCHAFFE: „eigentliche“ = kuppige Grundmoränenlandschaft  |  |
| 1901 | PENCK führt die Bezeichnungen Günz- und Mindel-Vereisung ein   |  |
| 1903 | USSING wertet Formen eisgeschichtlich aus  |  |

- 1904 USSING: Gletscher-Teile wurden zu Toteis  
 1906 J. G. ANDERSON: Erdfließen (Solifluktion)  
 1908 Paul HARDER weist eine Eisrandlage morphologisch nach  
 1910 W. VON LOZINSKY führt den Begriff periglazial ein  
 1910 USSING sieht in den Seen Reste verschütteten Eises  
 1921 Tunneltal statt USSINGS Fjordtal, V. MATZEN S. 14  
 1925 GRIPP deutet Altmoränen als periglazial umgeformt  
 1925 WOLDSTEDT benennt Brandenburger, Posener und Pommersche Phase  
 1926 GRIPP und TODTMANN weisen auf rezente Stauchmoränen in Spitzbergen hin  
 1927 WOLDSTEDT scheidet die Warthe-Vereisung aus  
 1927 KEILHACK führt die Bezeichnungen Elster-, Saale-, Weichsel-Vereisung ein  
 1928 WOLDSTEDT benennt die Posener Phase in Frankfurter Phase um  
 1929 GRIPP: Stauchmoräne statt Staumoräne,  
 tiefste Eislagen steigen am Widerlager empor und liefern die Druckfläche bei Stau-  
 chungen des Vorlandes  
 1932 GRIPP: Satzmoräne für am Eisrand abgesetzten Gletscherschutt  
 1933 LEINTZ: Grundmoränen durch Schwerminerale unterschieden  
 1933 K. RICHTER: Fließrichtung des Eises aus Einregelung der Geschiebe hergeleitet  
 1933 GRIPP: Tieftauen = Schmelzen verschütteten Eises in der Nacheiszeit  
 1934 SIMON: Vergleich des Geschiebeinhalts benachbarter Endmoränen  
 1943 GRIPP: Niedertauen = Schmelzen des Eises bis hinab auf die Erosionsbasis fließen-  
 den Wassers  
 1950 v. D. VLERK und FLORSCHÜTZ: Drenthien für Saale-Maximum  
 1952 GRIPP: Aussparhohlformen = bei späteren Vorstößen von Eiszungen eisfrei geblie-  
 benes Gebiet  
 1952 GRIPP: Begriff Kames abgelehnt, 1964 fortgelassen  
 1954 WOLDSTEDT: Drenthe-Stadium für Drenthien  
 1954 SEIFERT: Bewegungen der Grundmoräne aus dem mikroskopischen Gefüge abgeleitet  
 1965 FRANK und WEISSE in GELLERT: Endmoränen-Vertreter  
 1973 GRIPP: Entstehung der Geschiebepflaster  
 1975 GRIPP: Hochsander und Flachsander getrennt  
 1975 GRIPP: in Zungenbecken fließen inglaziale Wässer im Grundwasserspiegel.

### Einleitung

Im November 1975 sind 100 Jahre seit dem Tage vergangen, an dem Otto TORELL Gletscherschliffe auf dem Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin als solche anerkannte (Anm. 1). Damit war die Drift-Theorie von Ch. LYELL für Norddeutschland überwunden. Die in ehemals vereisten Gebieten tätigen Geologen mußten von der Vorstellung weithin reichender Meeres-Sedimente umschalten auf das von nur einer Seite her erfolgte und in schmalen Zonen sehr ungleiche Geschehen in der Randzone des Inlandeises. Besonders galt dies für die im Flachland tätigen Mitarbeiter der zwei Jahre zuvor gegründeten Preußischen Geologischen Landesanstalt. Um die bis dahin kaum betrachteten Vorgänge bei einer Vereisung kennenzulernen, studierten jene Geologen die Ra-Moränen bei Oslo (GOTTSCHKE 1897), die Gletscher Norwegens (PENCK 1878 und Heinr. CREDNER 1878) sowie Islands (KEILHACK 1884), um nur einige zu nennen.

Die Unterschiede zwischen einer Gebirgs- und Flachlands-Vereisung wurden erst im Laufe der Jahre erkannt. Schwer war es, sich von Lehrmeinungen (Zahl der Vereisungen, braune und graue Grundmoränen entsprächen zwei Schichten) zu trennen oder zu erkennen, daß hier die Formen zugleich mit dem Gestein entstanden waren und daher über deren Entstehung Wichtiges aussagten.

Auch heute werden noch über das Geschehen am Eisrand unzutreffende Anschauungen vertreten (Anm. 2). Nachstehend soll der heutige Stand unseres Wissens mit Hinweisen auf den Werdegang unserer Erkenntnis dargelegt werden.

Für die Gebilde des Eisrandes wie für die verschiedenen Vereisungen und Eis-Vorstöße werden von den Forschern unterschiedliche, z. T. lokale Bezeichnungen verwandt. Da bei dem kommenden Zwang zur Vereinfachung die erstgebrauchten, eindeutigen Benennungen den Vorrang genießen müssen, wird in der Zeittafel (siehe eingangs) auf den Autor und damit das Literatur-Zitat hingewiesen. Daher wird die PENCKSCHE Benennung der Vereisungen (1882, 1901) statt der von KEILHACK (1927) eingeführten benutzt (Anm. 3).

## 1. Das Eis

Durch und durch gefrorenes Eis (Nährgebiet) und temperiertes Eis (Zehrgebiet) wurden besonders von LAGALLY (1932) und AHLMANN (1935) unterschieden. In der Randzone des Inlandeises ist mit temperiertem, also verformbarem Eis zu rechnen. Ob winterliches Festfrieren des randlichen Eises am Untergrund eine Ursache für das Aufwärtsgleiten der nächsthöheren Eislagen ist (BISHOP 1957 in LIBOUTRY II S. 695), erscheint fraglich. Mit schwindender Mächtigkeit des Eises dürfte für dessen Fließen ein Zustand erreicht werden, in dem die Eisschichten beim Aufwärtsgleiten geringeren Widerstand fanden als beim waagerechten Fließen auf längere Erstreckung. Erneutes Anschwellen des Eises dürfte aufsteigende Gleitflächen auswärts der innersten erzeugt haben. Eine Folge von „Schermoränen“ braucht demnach keine Altersfolge zu sein. Die stauchende Wirkung vordringenden Eises erörterte VIETE 1960.

### 1.1. Die Mächtigkeit des Eises

Von Jütland bis Polen überquerte das Eis eine flache Senke und floß anschließend über ansteigenden Untergrund aus lockerem Gestein. Das Gefälle und damit das Fließen des Eises kamen dort nur durch die infolge Schmelzens im Süden und Westen geringere Mächtigkeit des Eises und die eiswärts größere Mächtigkeit infolge Zuflusses aus Skandinavien zustande.

Der Höhenunterschied zwischen den höchstgelegenen Randmoränen in Ost-Holstein (Bungsberg) und der Tiefe der benachbarten Ostsee läßt auf eine Mächtigkeit des Eises von 300—200 m schließen. Das Gefälle der Eisoberfläche wird nur gering gewesen sein. WIENBERG-RASMUSSEN (1966: 95) gibt an, daß der Eisfluß bei einer Mächtigkeit um 50 m zum Stillstand gekommen sei, also Toteis entstanden sei.

### 1.2. Schwankungen des Eiszuflusses

Abgeleitet von den Talgletschern der Gebirge und der Folge der diesen vorgelagerten Endmoränen galt zunächst die Anschauung von einem weiten Vorstoß des Inlandeises und nachfolgend einer Reihe einander annähernd paralleler „Stillstandslagen“. Seit 1925 aber bezeugte der Fund vom Eise zusammengeschiebener „Stauch-Endmoränen“, daß zahlreiche sogenannte Stillstandslagen vom vorrückenden Eisrand erzeugt sind. Die Verlagerung der Front des Duckwitz-Gletschers (GRIPP 1929, Taf. 7, Abb. 1) und der Schwund des Penck-Gletschers (ROZYSKI 1934) bezeugen die geringe Dauer solcher Eis-Vorstöße. Außer diesen lokalen Vorstößen hat es Änderungen der Fließrichtung des Eises im Großen gegeben, bedingt durch den Wechsel in der Schneezufuhr zentral gelegener Teile der Eis-Kalotte und später durch Ablenkung des Eisflusses in breite Rinnen, die vorher bei großer Mächtigkeit des Eises von diesem überquert worden waren (Ostsee, Kattegat, Norwegische Rinne). Die Verbreitung der vom Oslo-Gebiet stammenden Rhombenporphyre bei Berlin bezeugt dies.

### 1.3. Der Untergrund des Eises

Beim Eis-Geschehen ist bis vor kurzem unzureichend beachtet worden, daß bei größerer Mächtigkeit des Eises fester Untergrund (Kristallin, Sandstein, Kalkgesteine bis hin zur Schreibkreide) das Eis gleichsam trug, daß im Flachland aber in lockeren, bzw. weichen Ablagerungen das Eis nicht nur leichter evellieren (Anm. 4), sondern auch das Vorgelände abscheren konnte. Bei entsprechender Mächtigkeit des Eises wichen sandig-tonige Ablagerungen vor Belastungsdruck und Schub zur Seite und nach oben aus (Anm. 5). Je nach Art des Untergrundes, ob fest oder locker, entstanden Satz- oder Stauch-Endmoränen (siehe unter 4). (Anm. 6).

Mit der Gestalt des Untergrundes hängt ferner das Gefälle der Eisdecke und ein wesentlicher Anteil der dem gleitenden Eis innewohnenden Energie zusammen. Wo Gebirge nahe dem Meer aufragten, floß das Eis mit erheblicher Geschwindigkeit und erweiterte Erosions-Täler zu schmalen, tiefen Trogtälern. Es floß dort von hochgelegenen Eisdecken von etwa 200 m Mächtigkeit von drei Seiten in das tief eingeschnittene Trogtal. In ihm erreichte das Eis dadurch örtlich über 1000 m an Mächtigkeit. Der Druck solcher Eismassen und die hohe Fließgeschwindigkeit verursachten örtlich beschränkt das höchste Ausmaß von schleifendem Abtrag durch schuttbeladenes, fließendes Eis. Der Sogne-Fjord ist heute örtlich 1300 m tief. Dies entspricht einer Mächtigkeit des Eises von 1500—2000 m. Wo aber das Gefälle und die Mächtigkeit des Eises gering blieben, wie auf dem Felsgestein von Schweden, war der Abtrag örtlich so gering, daß verwittertes Gestein älter als die quartäre Vereisung gelegentlich noch heute angetroffen wird (HILLEFORS 1969: 16).

### 1.4. Drumlins

Für die Entstehung der Felder langgestreckter Hügel waren weniger die Hügel als die zwischengeschalteten Senken maßgebend. Das Fließen des Eises fast ohne Gefälle des Untergrundes, überwiegend durch Eis-Nachschub, konnte nicht mehr in voller Front, sondern nur noch in Rinnen geschehen. Das Netz aus Tälern eines Drumlin-Feldes kann nach Ansicht des Verfassers als eisenstandenes Analogon zum verzweigten Flußsystem eines Sanders aufgefaßt werden. Wurde der Eiszufluß zu gering, so entstand eine von Schutt kaum beschützte Toteisplatte, die bald schmolz und das vom Eis zertalte und von Grundmoräne bedeckte Drumlin-Feld hinterließ.

Dort wo quer verlaufende Höhen vom vordringenden Eis teilweise abgetragen wurden, entstanden in Fließrichtung langgestreckte, von Grundmoräne bedeckte Einzel-Rücken. Fließform der Oberfläche und Grundmoränen-Decke sind bezeichnend.

## 2. Die Gletscherwässer im Bereich des Eises

Unter der Bezeichnung Schmelzwässer werden die im Bereich des Eises auftretenden Wässer, also Regen und durch Tauen von Gletschereis, Schnee und Reif anfallenden Wässer, zusammengefaßt.

### 2.1. Schmelzwässer auf dem Eis

In flachen Senken auf dem Eis sammelt sich Wasser zu Sümpfen und Seen. Die z. T. langen Bäche leiten die Wässer weiter zu Bachschwinden (Gletscherorgeln), von denen aus sie im Innern der Eismasse weiterfließen. A. BAUER (1947 Karte 8) brachte nach Luftaufnahmen eine Karte der Oberflächenwässer auf einem 40 x 20 km messenden Randgebiet des westgrönländischen Inlandeises. Am äußersten Rand des Eises fließen zahlreiche kleine Wässer nicht in das Innere des Eises, sondern zeitweise in das Vorland. Deren Bedeutung siehe 5.1.

## 2.2. Schmelzwässer in dem Eis

Aus Gletscherspalten entstandene, später rundliche Bachschwinden lassen die Wässer in die Tiefe fallen, bis sie bei hinreichender Mächtigkeit des Eises in einem Tunnel-System weitergeleitet werden. Der in diesen Wässern vorhandene geringe Wärmeüberschuß hält die Tunnel offen. Das weitere Schicksal der inglazialen Wässer wird von dem Untergrund bestimmt.

Untergrund des Eises	Verlauf und Ende	Hinterlassenschaft
Fels mit Gefälle	subglazial im Gletschertor endend	Oser
Zungenbecken in Fels eingetieft und in Lockerboden	Wässer der Tunnel gehen in das im Eiskarst stehende Grundwasser über, fließen langsam weiter und enden gebündelt im Überlauf wie eine Karstquelle	keine
locker	Wasser des Überlaufs zerstört Endmoräne. Eis fließt als kleine Zunge weiter.	„Tunneltal“ siehe 9.4.

Das mit einem inglazialen Tunnel-System durchsetzte Eis ist, wie schon früher dargelegt, z. B. von WOLDSTEDT, dem Kalk-Karst vergleichbar. Dies heißt aber: In Fortsetzung des vorgelagerten Fluß-Systems, das bei durchlässigem Untergrund auf dem Grundwasser-Niveau verläuft, tritt auch im Eis ein Grundwasser-Spiegel auf. Dieser brems den schnellen Lauf der inglazialen Wässer. Er widerlegt die bis heute vorgebrachte Anschauung von weitreichendem hydrostatischen Überdruck. Solcher tritt nur vorübergehend am Eisrand auf, wenn mehr Wasser auf den Überlauf zufließt als auslaufen kann. Sprudel (GRIPP & TODTMANN 1926, Taf. 5) treten nur vorübergehend auf (Taf. 4, Abb. 2). Am Frederikshaab-Isblink (SW-Grönland) spritzte unmittelbar am Rande des Sanders kurzfristig Wasser aus schmalen Radialspalten des Eises.

Das langsame Fließen im Grundwasser-Niveau erklärt auch, daß in Spitzbergen die Ausläufe inglazialer Wässer den ganzen Winter über fließen und Fische darin beobachtet werden konnten. Bei der Fontaine de Vaucluse (SO-Frankreich) ergab sich, daß in 40 km Entfernung eingegebener Farbstoff nach 93 Tagen am Auslauf erschien. Der Wasserstand in jener Karstquelle schwankt um 12 m.

Wenn sich am Rande des Eises deren Lagen an einem Widerlager aufrichten, so werden die inglazialen Tunnel mitgehoben. Die Wässer aber suchen sich neue Wege zum tiefstmöglichen Auslauf. Der liegt an der Seite der Eiszunge, dort wo das Widerlager einsetzt; siehe 5.2.

Der Querschnitt der inglazialen Tunnel ist rund (GRIPP 1929, Taf. 5, Abb. 3) oder höher als breit (ebenda Taf. 23, Abb. 3). Es ist noch ungeklärt, ob die Eintiefung durch den Wasserlauf oder Aufstieg des Eises oder Luftströme nahe der Eisoberfläche die Querschnitts-Formen bedingen. In GRIPP (1975b) ist dargelegt, daß in einer tief eingesenkten Eiszunge der Grundwasser-Spiegel und damit der eisrandnahe inglaziale Tunnel hoch im Eis und so dicht unter dessen Oberfläche liegt, daß das Tunneldach verlorengeht, zumal wenn die randlichen Eislagen aufsteigen.

## 2.3. Schmelzwässer unter dem Eis

Bei Gletschern, die auf dem Fels hangabwärts gleiten, werden inglaziale Wässer bald zu subglazialen. Sie treten im Gletschertor aus. Sobald dessen Öffnung nicht voll vom Wasser erfüllt ist, gleitet kalte Luft über dem Wasser nach außen, und ein Warmluft-Ge-

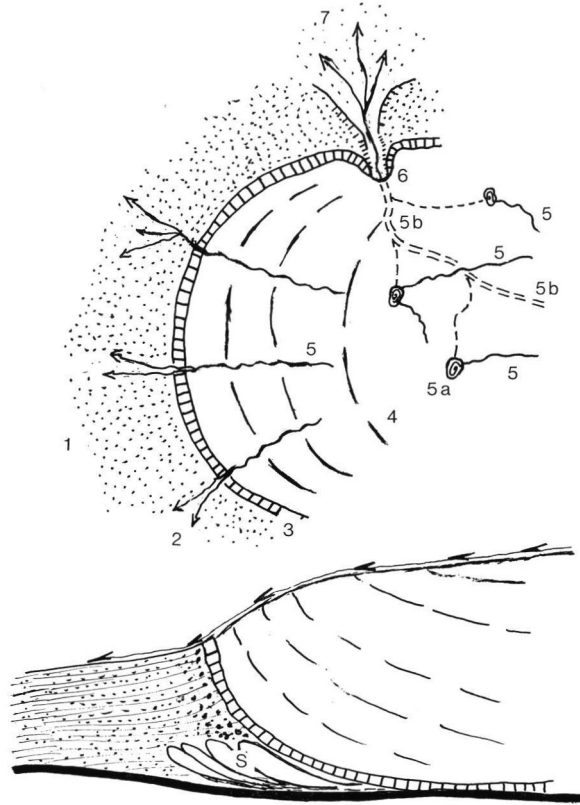


Abb. 1 a. Karte des Eisrandes in Hochlage mit Bächen, die das Band der austretenden Grundmoräne zerspülen und den Hochsander aufschütten.

1 Hochsander; 2 Bäche auf Hochsander, die zumeist nach kurzem Lauf versickern und verdunsten; 3 Ausbiß der Grundmoräne; 4 Eis; 5 Oberflächen-Bäche; 5 a Bachschwinden; 5 b inglaziale Bäche; 6 Austritt interglazialer Bäche; 7 Flachsander.

Abb. 1 b. Das gleiche im Profil. S Stauchmoräne.

genstrom steigt unter dem Dach von Tor und Tunnel eiswärts. Der Tunnel wird nach oben hinauf durch Schmelzen des Eises erweitert. Hingegen treten die Wässer, die bis an den Rand des Eises inglazial in Höhe des Wasserspieles ablaufen, ruhig fließend aus (Taf. 4 Abb. 1; GRIPP 1952, Taf. 2—4). Diese können Schutt nur beim Queren der Basislagen des Eises, also aus einer schmalen Zone, aufnehmen. Aber sie werden groben Schutt anreichern.

### 3. Die Schutführung des Inlandeises

#### 3.1. Auf dem Eis

Solange wie das Eis in Tälern des Gebirges floß, fiel Frost-Schutt und Bergsturz-Gestein in z. T. großen Blöcken auf das Eis nieder. Später im Hochstadium der Vereisung waren diese Eislagen weit draußen geschmolzen, und ihr Schutt wurde als Untermoräne weiterverfrachtet. In der Randzone der heutigen Groß-Gletscher und des Inlandeises steigt örtlich Grundmoräne in Spalten auf (GRIPP 1929, Taf. 30, Abb. 3). Dieser Schutt wird verspült und kann zusammenhängende Decken bilden. Fossil sind sie noch nicht erkannt.

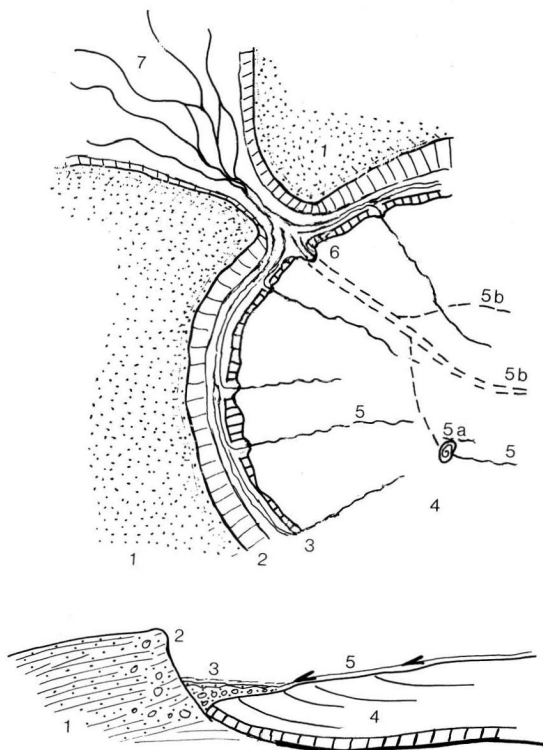


Abb. 2. Dasselbe wie in Abb. 1 nach Abnahme des Eiszuflusses. Die frei gewordene Innenwand des Hochsanders ergibt den Endmoränenvertreter. Zwischen diesem und dem Eis sammelt sich ein Randbach, der vorübergehend auftretende Seen durchfließt, den Austritt der Grundmoräne verdeckt, diese zeitweise zerspült und den Hochsander durchbricht. Häufiger wird der Randbach am Ende des Hochsanders in den Flachsander münden.

1 Hochsander; 2 Endmoränenvertreter; 3 Randbach und weitgehend umgelagerte Grundmoräne; 4 Eis; 5 Bäche auf dem Eis; 5 a Bachschwinde; 5 b inglaziale Wasserläufe; 6 Eiskarst-Quelle; 7 Flachsander.

Einen Sonderfall siehe unter 9.2. Aufsteigende Unter-Moränen (Scher-Moränen) werden gleichfalls zerspült und sind ebenfalls fossil noch nicht ausgesondert.

Bei dem Zusammenfluß zweier Eisströme entstandene Mittelmoränen treten nur auf, wo das Inlandeis im Gebirge endet. Sie fehlen im Flachland.

### 3.2. Die Schuttführung an der Basis und unter dem Eis

Nach langen Erörterungen wurde 1899 der im Eise verfrachtete basale Gesteinsschutt als Untermoräne von der mehr oder weniger Eis enthaltenden ruhenden Grundmoräne getrennt (E. RICHTER 1900, A. v. BOEHM 1901).

#### 3.2.1. Untermoräne

Bei hinreichender Mächtigkeit ist der Druck an der Basis des Eises so groß, daß es Schutt in sich aufnimmt und verfrachtet. In solcher Untermoräne gleiten Eislagen verschieden schnell, so daß die darin enthaltenen Geschiebe sich gegenseitig stoßen, schrammen

und durch Feinkorn enthaltendes Eis schwach polieren. Solange wie infolge hohen Druckes aller Schutt im Eise wandert, wird dessen Untergrund bearbeitet. Harte Gesteine werden geschliffen und Schrammen in sie eingeritzt. Wenn die Mächtigkeit des Eises abnimmt, scheiden die unteren Lagen der Untermoräne aus der Bewegung aus. Sie werden Grundmoräne.

### 3.2.2. Grundmoräne

Diese ruht, zunächst noch eiserfüllt; das Eis aber schmilzt allmählich durch Zufluß von Erdwärme, so daß eisfreie Grundmoräne bleibt. Es hängt vom Druck der Eislast ab, ob die Grundmoräne wieder zu Untermoräne wird (Anm. 7). Geschiebepflaster mit einheitlich geschliffener Oberfläche bezeugen erneute Aufnahme vormaliger Grundmoräne in die bewegte Untermoräne. Die großen Geschiebe wurden dabei aber in die ruhende Unterlage hineingepreßt (GRIPP 1973, 1974). Geschliffene und zerbrochene große Geschiebe zeugen von den Druckkräften, die dabei auftreten können (GRIPP 1964, Taf. 40, Abb. 1).

In dem Maße, wie die Mächtigkeit des überlagernden Eises abnimmt, wächst diejenige der Grundmoränen-Lage, da Untermoräne herangeführt wird, solange wie das Eis fließt.

Die petrographische Zusammensetzung der Grundmoräne hängt von den Gesteinen ab, über die das Eis floß. In Schweden ist die Grundmoräne tonfrei, also sandig. Besonders durch Aufnahme von Kreide wird sie kalkig und durch tertiäre Tone bindig. Im Flachland besteht die Grundmoräne daher aus Geschiebemergel. Die Anfrachtung der Grundmoräne geschieht nur bis zur jeweiligen Eisrandlage. Grundmoräne gleich außerhalb derselben ist um eine Vereisungsphase älter. Eine weitreichende Grundmoränen-Decke setzt sich theoretisch aus — im Profil betrachtet — spitzwinkligen Teilstücken zusammen, die in der Nähe des Eisrandes am dicksten, je weiter davon entfernt um so dünner sind, entsprechend dem höheren Druck der eiswärts dickeren Eislage.

Die Geschiebe liegen in der Grundmoräne eingeregelt (K. RICHTER 1937). Auch das Feinkorn ist, zumindest lagenweise, eingeregelt (SEIFERT 1954). Der Gehalt an Schwermineralen ist unterschiedlich und ermöglicht verschieden alte Geschiebemergel zu trennen (LEINTZ 1933, STEINERT 1952). Elektronenmikroskopische Untersuchungen der Oberfläche der Quarzkörner ermöglichen Eis-Verfrachtung zu erkennen (BRAMER 1966; weiteres in LINDSTRÖM 1972).

Messungen der Einregelung sind in erheblichem Umfang gemacht worden, aber bei weitem nicht genug, besonders nicht beim Feinkorn in den einzelnen, durch Trennflächen begrenzten Lagen der Grundmoränen-Bänke. Die Feinstruktur sollte auch darüber Aufschluß geben, was primäre Grundmoräne und was durch Wasseraufnahme an der Erd- oder Eisoberfläche zerflossene und somit umgelagerte Grundmoräne ist. Solches geschieht vielfach im Bereich der Endmoräne. Grundmoränen-Lagen bleiben voll erhalten, wo das überlagernde Eis als Toteis, und dies gar unter einem Innensander geschützt, langsam schwand. Im Bereich der Endmoräne wurde die Grundmoräne durch Rutschungen, Umlagerung und Zerspülen zumeist weitgehend zerstört.

## 4. Schuttablagerung vor dem Eisrand

Schutt vor dem Eisrand wird angehäuft einmal durch Ausschmelzen der Gesteinsfracht des Eises = Satz-Endmoräne, zum anderen durch Aufpressen des Vorlandes durch die Eisfront = Stauch-Endmoräne.

### 4.1. Satz-Endmoränen

Eis-Schutt wird abgesetzt am Rande des Eises, je nach Verlauf der schutführenden Eislagen. Enden diese frei horizontal, so fällt der Schutt heraus und wird ausgewaschen und bei geringem Vorrücken des Eises ein wenig zusammengeschoben. Sind schutt-



führende Eislagen als Schermoränen aufgerichtet, so schmilzt das Eis der Untermoräne. Der freigewordene Schutt breitet sich aus und schützt das Eis vorübergehend vor schnellem Schwund (GRIPP 1964, Taf. 36, Abb. 1). Auch den Satzmoränen angelagerte Alt-Schneemassen, ice cored morains (ØSTREM 1964), können lange erhalten bleiben. Satzmoränen sind bezeichnend für Gebiete mit festem Untergrund. Im Flachland sind sie in der Minderzahl (Anm. 8). Außer bei Schüttung in tiefes Wasser erreichen Satz-Endmoränen nicht die Höhe von Stauchmoränen.

Satzmoränen finden sich

1. frei auf Fels, Taf. 1, Abb. 1
2. an Stauchmoränen und Innensandern
  - a) als Wall aufgesetzt, Taf. 2
  - b) angelagert auf der Innenseite der Stauchmoränen und der Hochsander (GRIPP & TODTMANN 1926)
  - c) von Schmelzwässern zerspült in Resten (GRIPP 1952, Taf. 2—4).

Im norddeutschen Flachland treten Satz-Endmoränen am äußersten Rand der Würm-Vereisung auf. Im Flachland von Ost-Polen und Rußland sind sie verbreitet, da dort die Unterlage des Eises festes Gestein ist.

#### 4.2. Stauch-Endmoränen (Taf. 2, Taf. 5, Abb. 2)

Schon 1875 ist von J. F. JOHNSTRUP (siehe GOTTSCHKE 1897:4, GARBOE 1961: 338) veröffentlicht: „Eine große Kraft hat Geröll-Ton bis zu einer bestimmten Linie gebracht. Außerhalb dieser Linie wurden große Sandmassen zu bedeutender Höhe aufgehäuft und dies in hügeligen Geschiebesand-Gürteln, die Endmoränen sehr ähneln.“ Dies war beides: Ein vorsichtiger Hinweis auf Inlandeis und auf durch Schub entstandene Endmoränen. Diese an versteckter Stelle gebrachte Deutung wurde erst von GOTTSCHKE in Deutschland bekanntgemacht — aber nicht verwertet. BERENDT (1881) benannte den von einer vorrückenden Eisstirn zusammengeschobenen, jüngst ausgetauten Schutt „Staumoräne“ zum Unterschied von dem von der Eisoberfläche herabgerutschten Schutt. Diese Bezeichnung wurde 1889 von Henry SCHROEDER erweitert auf vom Eise zusammengeschobene Ablagerungen aus dem Vorland des Eises. WAHNSCHAFFE (1909: 160) schrieb: „H. SCHRÖDER wies nach, daß durch den einseitig lastenden Druck des Inlandeises während einer Stillstandsphase vor dessen Rand Geschiebemergel, Sande, Kiese und Tone sowie Tertiär und Kreidebildungen als sogenannte Staumoräne hoch emporgepreßt wären.“ Neu und zutreffend war die Anschauung, daß die Stauchung das Vorland erfaßt hatte. Da in den Staumoränen nicht gestaut, sondern gestaucht war, benutzte GRIPP (1929) die Bezeichnung Stauchmoräne. K. RICHTER (1937) schlug vor, von Stadelmoränen zu sprechen. Diese Bezeichnung war aber 1901 (VON BOEHM 1901: 245) für Ufer- und Stirnmoränen verwandt worden. LLIBOUTRY kennt keine Stauchmoränen. Dessen moraines de poussé sind kleine Schübe im Bereich der Satzmoräne, ebenso die push moraines auf Island (OKKO 1955). WOLDSTEDTS Angaben (1939) über trotz festem Untergrundes große Stauchmoränen vor dem Buar Bree auf Island stellte TODTMANN (1960: 22) richtig. Die Grundtatsache, daß das am Widerlager steil aufgerichtete Eis mit seiner Basis das Vorland aufpreßt (GRIPP seit 1929), wird bis heute nicht in unseren Lehrbüchern und auch nicht in der Übersicht von EMBLETON-KING zur Kenntnis genommen.

Die Entwässerung der Eiszungen mit Stauchmoränen davor geschah selten frontal, häufig seitlich (Anm. 9). Bei benachbarten Groß-Loben entwässerten deren inglaziale Tunnel bisweilen in dem Einschnitt als dem Ort des niedrigsten Auslaufes. Wo benachbarte Eiszungen sich in Kreide-Ablagerungen eingeschürft hatten und das Eis erneut answoll, wurden die von zwei Seiten gepreßten Kreide-Reste in Kerbstauchung höher als in der Stirn angehoben (Moen).

Unruhig wechselnd ist der Verlauf der jüngeren Stadien der Stauchmoränen (Abb. 3): Gabeln, Schlingen, Stauchmoränen in Schlingen und eingedrückte Moränen-Schlingen sind angetroffen (GRIPP 1955, 1964: 184). Anscheinend sind benachbarte Eiszungen nicht stets zu gleicher Zeit entstanden. So hat in NW-Sjaelland (Seeland) die Lammefjord-Eiszunge die Randmoränen der benachbarten Sidingefjord-Eiszunge etwas beiseitegeschoben. Farbige angelegte Höhenschichten-Karten zeigen dies.

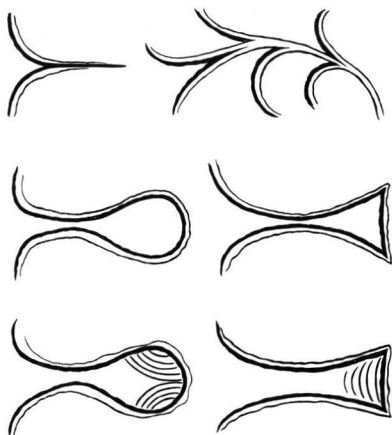


Abb. 3. Die verschiedenen Formen der Endmoränen-Gabeln, zum Teil mit Stauchfalten.

Die Tatsache, daß Stauch-Endmoränen nicht durch Pressung während der Stillstandslagen des Eisrandes, sondern durch Vordringen des Eisrandes entstanden sind, belegen der Vorstoß des Duckwitz-Gletschers (Taf. 7, Abb. 1), der zwischen 1900 und 1919 um 5,4 km vordrang (GRIPP 1929: 209), sowie der Penck-Gletscher (Spitzbergen), der 1927 im Hochstadium war und 1934 von ROZYCKI als schmelzendes Toteis angetroffen wurde.

#### 4.3. Oser

Das schwedische Wort Ås, Plural Åsar, bedeutet Bergrücken, Hügelkette und wird verdeutscht als das Os, die Oser verwandt. Das irische Wort Esker wird gleichfalls für die auch als Wallberge bezeichneten Gebilde benutzt. v. KLEBELSBERG (1948: 292) gab eine gute Zusammenfassung der verschiedenen Erscheinungs- und Entstehungsformen. Dem ist hinzuzufügen:

1. Wo inglaziale Tunnel im Grundwasser der Zungenbecken endeten, konnten Oser nicht entstehen, da sie keine schuttführenden Lagen querten. Aus diesem Grunde sind sie im Flachland mit Lockerboden selten, im Gegensatz zum Felsgebiet in Schweden und Finnland. Im Flachland wurden Rücken, die rechtwinklig zu den Endmoränen verlaufen, häufig als Oser angesehen. Seitdem erkannt ist, daß vom Eisrand zahlreiche kleine Zungen vordrangen, ist eine große Zahl der Oser als seitlich gelegene Teile von Endmoränen eingeordnet worden (GRIPP 1964: 238).
2. Dort, wo der Eisrand am Widerlager aufgerichtet war, mußten inglaziale Wässer zur Seite abbiegen (GRIPP 1975 b).
3. Da das Gefälle inglazialer Wasserläufe auf den Eisrand hin ausgerichtet war, schuf dessen Rückverlagerung ein jeweils neues inglaziales System. Hierauf beruhen die Knicke und die Unterbrechungen dort, wo eine größere Randmoräne und ein Os sich einander nähern (MAGNUSSON, LUNDQUIST, REGNÉLL 1963: 461, FRÖDIN 1916, Taf. 8).

4. Es ist trotz zahlreicher Erörterungen noch ungeklärt, ob in basale Spalten des Eises aufgestiegene Grundmoräne die sogenannten Aufpressungs-Oser entstehen ließ (J. KORN, P. G. KRAUSE, v. KLEBELSBERG 1948: 303) oder dicht oberhalb der Eis-Basis der Boden der Tunnel eingedrückt wurde und Grundmoräne aufsteigen konnte.

Wenn der Sander höher aufgeschüttet wird, besonders durch Schutzzufuhr von der sinkenden Eisoberfläche her, steigt der Wasserspiegel im subglazialen Tunnel. Die Schuttlage wird mächtiger und setzt schon weiter eiswärts ein.

Ungeklärt ist noch, was mit dem subglazialen Wasserlauf geschieht, wenn eine Zone als Toteis abgetrennt wird, indem fließendes Eis am Toteis-Widerlager aufwärts steigt.

## 5. Schutt und Gletscherwässer außerhalb des Eises

In Abschnitt 2 ist dargelegt, daß sich die Schmelzwässer auf der Oberfläche des Eises zerteilen. Bei hinreichend hoher Lage des Eises werden die Oberflächenwässer am Rande des Eises weder inglazial noch randlich abgeleitet. Sie laufen quer über die steil aufgestiegenen Unter- und Grundmoränen und zerspülen sie. JEWTCHOWICZ (1973: 121) berichtet, daß im Sommer 1968 180 Oberflächen-Bäche den rund 15 km langen Rand des Skeidara-ökkull querten. Nach Korngrößen gesondert lagern die Rinnsale ihre Last in sehr flachen Kegeln übereinander ab. Es entstehen die

### 5.1. Hochsander

Hochsander unterscheiden sich durch die Art der Aufspülung und die Kornverteilung von den aus zuvor inglazialen Flüssen aufgeschütteten Flachsandern. Hochsander sind im Bereich dichtgedrängter Eisrandlagen hoch und schmal. Es konnte beobachtet werden, daß zunächst kleine Stauchwälle vorhanden waren, über die dann ein Hochsander aufgespült wurde. Anstieg der Eisoberfläche und des Hochsanders geschahen mit gleicher Geschwindigkeit. Höhen von 30 m wurden erreicht. Schrägschichtung und Rinnen fehlen; flache 20—30 m breite Linsen bauen den Sandkörper auf (GRIPP 1975b), (Taf. 6. Abb. 1). Unter den früher morphologisch erschlossenen Endmoränen sind, wie neue Aufschlüsse gezeigt haben, Hochsander nicht selten. Da es Gebilde des Eisrandes sind, zeigen sie dessen Verlauf an.

### 5.2. Flachsander

Mit der Benennung Sander wurden von KEILHACK (1884) die norddeutschen Schmelzwasser-Sand-Flächen mit denen Islands zutreffend verglichen. Sie wurden von zuvor inglazialen Flüssen ausgebreitet. Diese wechseln infolge Sediment-Anhäufung ständig ihre Lage. Daher entstehen Kreuz- und Delta-Schichtung. Geröll wird in Bachbetten angereichert. Bei deren Verlagerung entstehen Geröll-Lagen. Eisschollen frachten bei Hochwässern Geschiebe erstannlicher Größe an. Da die Flachsander vom Austritt der Wässer aus dem Eis her aufgeschüttet werden, handelt es sich um sehr flache Kegel. Auf ihnen kann die Richtung der Wasserläufe bis 180° schwanken. Gefälle und Korngröße der Fracht nehmen mit der Entfernung ab. Die anfangs vielfach verzweigten Wasserläufe vereinigen sich zu meist zu Flüssen. Deren Wasser trägt tonige Bestandteile weit fort. Wo diese im Meer oder stehenden Gewässern enden, schlagen sich „Tone“ nieder, zu Eismeer- oder Beckentonen.

Das Gefälle führte die Schmelzwässer anfangs zur fernen Nordsee. Dies heißt, sie liefen in Jütland parallel zueinander vom Eisrand weg nach Westen. In Norddeutschland und Polen aber sammelten sie sich in dem Eisrand parallelen Tälern. Diese waren zunächst Haupttäler genannt. 1898 führte KEILHACK dafür die Bezeichnung Urstromtäler ein. Die zur Zeit der Schneeschmelze gewaltigen Wassermassen spülten Feinkorn fort. Örtlich rei-

cherten sich Blockpackungen am Grunde des Urstromtales an. Schluffe und Tone kamen erst im Nordsee-Bereich zum Absatz. Das Feinkorn der Mindel-Vereisung wurde in Richtung der Straße von Calais verfrachtet und als „Lauenburger-Ton“ in zahlreichen flachen Senken niedergeschlagen.

### 5.3. Endmoränen-Vertreter

Häufiger als bisher beachtet, werden Sander, insbesondere Hochsander, angetroffen, an die eiswärts ein Zungenbecken angeschließt (Taf 1, Abb. 2). Eine wallförmige Endmoräne fehlt. Diese wird durch den Innenhang des Sanders vertreten. In GELLERT (1965 74) werden diese Hänge von FRANZ und WEISSE „Endmoränen-Vertreter“ benannt. K. RICHTER (1937: 33) bezeichnete sie als Pseudo- oder Kamesterrassen.

Da damals der Begriff Hochsander noch nicht ausgeschieden war, nahmen jene Autoren an, daß Sander, die schon Endmoränen-Vertreter bildeten, später zu Stauchmoränen zusammengeschoben wurden. Hochsander mit ungestörter Schichtung im Zuge einer Eisrandlage bezeugen jedoch, daß Endmoränen-Vertreter dort entstanden, wo Grundmoräne am Widerlager (etwa niedrige Stauchmoräne) aufgestiegen war. Hierbei zerstörten auf den Hochsander hinauslaufende Bäche die Grundmoräne. Blockreiche Lagen blieben am Fuße der Wand der Endmoränen-Vertreter zurück.

Die Tatsache, daß der Rand des Eises am Widerlager aufgerichtet ist, verzögert die Lage-Veränderung des Eisrandes bei Schwankungen des Eiszuflusses. Läßt dieser nach, so sinkt die Oberfläche des Eises vor dem Widerlager in die Tiefe, ohne daß sich die Lage des Eisrandes ändert. Dies geschieht so lange, bis die zu geringe Mächtigkeit des Eises ein weiteres Fließen nicht mehr zuläßt und dadurch ein Toteis-Gürtel abgetrennt wird. Bei mehreren Schwankungen der Eiszufuhr konnte das Eis am Widerlager ohne Veränderung der Randlage auf- und absteigen.

Wir müssen heute zwei Arten von „Stillstandslagen“ des Eisrandes unterscheiden:

1. Stillstandslage, entsprechend früheren Vorstellungen, mit Aufbau einer Satz-Endmoräne. Eiszufuhr und Abschmelzbetrag gleich groß, daher gleichbleibende Lage der Satz-Endmoräne.
2. Stillstandslage des Eisrandes durch Endmoränen-Vertreter. Am Widerlager von Stauchmoräne oder Hochsander aufwärtsfließendes Eis gleicht wechselnde Eiszufuhr durch Aufsteigen und Absinken der schmelzenden Oberfläche des Eises aus. Eine Verschiebung der Lage des Randes bewegten Eises tritt dabei nicht ein, so lange wie der Endmoränen-Vertreter erhalten bleibt und das Eis fließt.

Endmoränen-Vertreter bezeugen Eisrandlagen. Bei der glazialmorphologischen Auswertung von Höhenschichten-Karten sind sie häufig als Endmoränen angesehen und bezeichnet worden. Die Bezeichnung als Eisrandlage ist trotz neuerworbener Erkenntnis zutreffend.

### 5.4. Becken-Ablagerungen

Gletschertrübe hat sich vielfach in kleinen Becken abgelagert. Der Wechsel von sandigen und tonreichen Schichten entspricht nach Sigurd HANSEN (1940) dem unterschiedlichen Niederschlag. Nur dickere, in größerem Abstand eingeschaltete Tonlagen können als Winterwarv angesehen werden. Jener Verfasser wies ferner nach, daß eine Konnektion der norddeutschen Profile mit der schwedischen Warven-Folge bisher nicht geglückt ist. Reste arktischer Pflanzen und Schreitspuren von Insekten sind gelegentlich in den Beckenabsätzen beobachtet.

## 6. Die Aussagen der Geschiebe

Die vom Eise verfrachteten Gesteinsstücke, richtig als Eis-Geschiebe, allgemein aber kurz als Geschiebe bezeichnet, haben besonders durch ihren Fossilinhalt schon vor dem Wissen von der Verfrachtung durch das Inlandeis Interesse erregt.

Bei den Eis-Geschieben erheben sich die Fragen:

- a) auf welche Weise gelangten sie in das Eis?
- b) wo wurden sie vom Eise aufgenommen?
- c) welche Wege legten sie im Eise zurück?
- d) was sagen sie in stratigraphischer Hinsicht aus?

a) Gesteinsstücke wurden vom Inlandeis aufgenommen, sobald es die Mächtigkeit erreicht hatte, die ermöglicht, daß die Untermoräne dem Felsen aufliegt. Es handelt sich dabei um periglazialen Schutt, der im Hochgebirge und am Ende der vorletzten sowie zu Beginn der letzten Vereisung entstanden war. Die Hinterlassenschaft der Reiß-Vereisung im Hartboden-Bereich (Schweden, Finnland) wie Endmoränen, Oser, Luv- und Lee-Moränen wurde vom jüngeren Eis nahezu restlos abgetragen. Auch die von Bergstürzen her rührenden, z. T. zahlreichen großen Blöcke wurden vom Eise aufgenommen und verfrachtet.

Im flachen Gelände mit Lockerboden zerstörte das Eis weitgehend die eemzeitlichen Ablagerungen einschließlich der früh- und spät-eemzeitlichen. Die während des Interglazials möglicherweise entstandenen tektonischen und salztektonischen Aufragungen lieferten Schollen, und an den Flanken von Gotland und Oeland sowie am estländischen Gint entriß das Eis Material aus dem Anstehenden.

Die Fracht des Eises bestand somit teils aus schon vorher verfrachteten Geschieben, teils aber aus an Widerlagern abgeschürften Schollen (G. PETERSEN 1924).

b) Die Frage: Wo wurden die Geschiebe vom Eise aufgenommen, ist die Frage nach der Heimat der Geschiebe. Schon GOTTSCHKE (1883) suchte Herkunft und Frachtweg zu klären. Von den zahlreichen Untersuchungen sei auf H. LUDWIG (1938), WENNBERG (1949) und HUCKE-VOIGT (1967) hingewiesen. Auch die kristallinen Geschiebe gaben Hinweise (J. PETERSEN 1909, KORN 1927 und K. MILTHERS 1942). In den Niederlanden bestand großes Interesse an Geschieben (van CALKER, SCHROEDER van der KOLK). Den Bernstein als Geschiebe behandelte schon früh HÄPKE (1875). HESEMANN (1931) kennzeichnete eine Geschiebe-Gemeinschaft anschaulich durch Anteils-Zahlen aus 4 Herkunftsbereichen. Aber präziser stellte LÜTTIG (1958) die Verbindung zwischen Fundort und Anstehendem her. Er gibt für möglichst zahlreiche Geschiebe die geographische Länge und Breite der Heimatorte an. Den Ort des Durchschnittswertes der Heimatorte nennt er „das theoretische Zentrum der Heimat der Geschiebezusammensetzung“. Die Werte des gleichen und der benachbarten Endmoränenzüge ermöglichen brauchbare Aussagen über Herkunft und Weg des Eises.

c) Für die Kenntnis der Wege, die das Eis nahm, ist die Unterscheidung von Fern- und Nah-Geschieben wertvoll. In Schleswig-Holstein ist der Nah-Geschiebe-Anteil in den späten Eiszungen erstaunlich verschieden. Dessen Grenze fällt mit den Endmoränen-Gabeln zusammen.

Da das Inlandeis während des Hochstadiums überwiegend radial floß, während des Abschmelzens aber weitgehend von den Senken der Erdoberfläche gelenkt wurde, konnten Geschiebe in anderer Richtung als zuvor verfrachtet werden, z. B. durch die Belte und über die dänischen Inseln und West-Schonen nach Norden. Andererseits sind Rhomben-

porphyre von Oslo bis Berlin gelangt. Ob die letztgenannten zur Reiß- oder Frühwürm-Zeit verfrachtet wurden, ist noch ungewiß.

d) Zählungen in aufeinanderfolgenden Endmoränen (SIMON 1938) zeigten einen auffallenden Wechsel der Heimat der Geschiebe, also Zufluß des Eises aus wechselnden Richtungen. Untersuchungen, ob dies auch für die Eisrandlagen in Mecklenburg und Pommern gilt, sind erwünscht.

Das Bemühen, nicht den gesamten Inhalt der Geschiebe-Gemeinschaft, sondern die Häufigkeit bestimmter Gesteine (Flint, Kristallin) z. B. V. MILTHERS (1909), K. RICHTER (1933), oder die Häufigkeit eines einzelnen Geschiebes auf einer Flächen-Einheit (K. MILTHERS 1942) zur Kennzeichnung eisentstandener Ablagerungen zu benutzen, ist stratigraphisch verwandt worden. Manche Ergebnisse der Geschiebe-Forschung sind schwer zu vereinigen mit der viel benutzten Anschauung, daß gleiche Zusammensetzung des Geschiebe-Inhalts zeitgleiche Eisabsätze belege.

### Zerbrochene Geschiebe

Nicht die vom Frost gesprengten Geschiebe, insbesondere die als „zerquetschte“ Geschiebe gedeuteten kleineren Kalk-Geschiebe sind gemeint, sondern feste, klufffreie Kalksandsteine, die bei kurzem Transport im Eise quer durchgebrochen sind, z. B. ein Stück 1,80 m lang, 0,55 m dick (GRIPP 1964, Taf. 40, Abb. 2). Der Block war am Rande der Salzstruktur vom Eise aufgenommen und oben auf der Struktur quer zerbrochen gefunden. Die beiden Teile wurden verschieden geschrämmt hinterlassen. Ob der Bruch durch Auflage-Pressung oder seitlichen Druck entstand, ist nicht erkannt. Jedenfalls zeugt dieses Geschiebe von den Kräften, die an der Basis des Eises auftreten können.

## 7. Formen aus der Zeit vor der Schmelze überschütteten Eises

Eisfreie Formen wie Stauchmoränen, Hochsander und bestimmte Satzmoränen blieben nahezu unverändert erhalten. Es sind aber beim Schwinden der Eisdecke zwei weitere formbildende Stadien zu unterscheiden, einmal jene, die durch Schwinden des Eises bis an die Erosions-Basis = Niedertau-Ebene (GRIPP in RUST 1943) vorübergehend vorhanden waren; weitgehend erst später entstanden durch das Tauen hoch überschütteten Eises zahlreiche endgültige Formen = Tieftauen (GRIPP 1933).

### 7.1. Niedertau-Ebenen — Innere Flachsander

Wenn das Schmelzen des Eises dessen Zufluß übertraf, schwand das Eis, aber nur bis in das Niveau des Flußnetzes. Die Bäche und Flüsse überdeckten mit ihrem Schutt das Eis und schützten es für längere Zeit vor weiterer Schmelze. Taf. 2, Abb. 2 und Taf. 6, Abb. 2 zeigen die Niedertau-Ebene vor dem Usher-Gletscher (Spitzbergen). Vom Verhältnis Erdwärme — Mächtigkeit dauernd geforenen Bodens — Sonnen-Erwärmung hing es ab, ob das Eis unter der Niedertau-Ebene schneller von oben oder von unten schwand. Für längere Zeit glich die Schutzzufuhr ein Absinken der Niedertau-Ebene aus. Reste von den inneren Flachsandern blieben nur erhalten, wo sie nicht auf Toteis, sondern auf eisfreiem Untergrund wie abgetragenen Endmoränen lagen. Anteile der inneren Flachsander dürften heute als Folge des späteren Tieftauens weitgehend am Grunde von Seen liegen.

### 7.2. Aussparhohlformen

Als die vom Eise hinterlassenen Formen eisgeschichtlich ausgewertet wurden, ergab sich, daß zwei oder drei Eiszungen zwischen sich ein Gebiet freigelassen hatten. Dort kann zeitweilig Eis der vorhergegangenen Phase und danach deren Grundmoräne frei gelegen

haben. Auf jeden Fall ist das Gebiet von den umgebenden Eiszungen nicht ausgefüllt worden. Dies traf besonders ein, wenn beiderseits einer Stauchmoräne von geringer Erstreckung Gletscherzungen vordrangen, ohne sich zu berühren (GRIPP 1952: 126).

### 8. Das Tieftauen (Taf. 8)

Als der Eisrand schon weit im Norden lag, war noch verschüttetes Eis in großem, aber abnehmendem Ausmaß im Untergrund vorhanden. Je mächtiger die schützende Decklage und je geringer deren Wärmeleitfähigkeit (Torf) waren, desto länger hielt sich das verschüttete Eis. Auch die Wärme fließenden Grundwassers wird bedingt haben, wie schnell die Eisreste schwanden. Zeugen sind eine Bruchwald-Decke, die statt 30 cm 9 m mächtig war, also über schwindendem Eis abgesunken und oben nachgewachsen war (GRIPP & SCHÜTRUPF 1953). Die von RUST geborgenen spät-paläolithischen Rentierjäger-Hinterlassenschaften liegen in Schichten, die aus waagerechter Lage durch Eisschwund schräg gelagert sind (RUST 1936; 1943). Nach bisher möglichen Datierungen endete das Tieftauen in Schleswig-Holstein während des Mesolithikums, also um 5000 vor Chr.

### 9. Die nach dem Schwinden des Eises verbliebenen Formen

Anfangs schneller, später langsamer schwanden die auch bei trockenem Wetter feuchten Stellen an der Erdoberfläche der vom Inlandeise verlassenen Landschaft. Als die letzte dieser vom Tauen des verschütteten Eises stammende feuchte Stelle geschwunden war, war das Tieftauen nahezu beendet. Mit zusätzlichen Hohlformen (Seen, Moore) und örtlich neuen Flußnetzen war die vorerst endgültige Form der vom Eise hinterlassenen Landschaft erreicht.

Merkwürdig langsam hat man sich durchgerungen, eisbedingte Formen als Zeugnisse des Geschehens heranzuziehen. So schrieb GOTTSCHKE (1897: 19): „... ich es für verkehrt halte, die Begrenzung einfach aus den Höhenkurven der Meßtischblätter zu konstruieren, wie BERENDT (1893: 537; 1894: 843) es bei Rendsburg für ein 7 km langes Stück getan haben muß.“ Ebenda S. 30/31 heißt es: „auf den Duvenstedter Höhen (dem vorgenannten Gebiet!) fand ich keine Blockpackung oder Stein-Bestreuung, während BERENDT (1894: 843) im Anschluß an die topographische Karte drei Reihen hintereinander gelegener Endmoränen-Ketten bis 2 km Länge verzeichnet.“ 20 Jahre nach Anerkennung der Inlandeistheorie wurde es also noch abgelehnt, in der Form eine Endmoräne zu erkennen, wenn sie den für erforderlich gehaltenen Grobschutt nicht sichtbar enthielt. Stauchmoränen — um eine solche handelt es sich im erörterten Gebiet — waren noch nicht bekannt. Erst PENCK, TIETZE (1917) und WOLF (1915) (siehe in GRIPP 1924: 167) erkannten Endmoränenzüge und deren Altersunterschiede aus den Formen. MAASS seit 1898 und STRUCK seit 1902 benutzten Formen zu Einzelgliederung der Eisrandlagen. GRIPP (1924) zeigte aus der Grenze junger Formen auf, wie weit das Würm-Eis in Norddeutschland vorgedrungen war (Anm. 10).

#### 9.1. Verlauf der Endmoränen-Züge

Die Annahme von einer Folge nahezu paralleler „Stillstandslagen“ während des Rückschmelzens des Inlandeises hat sich für weite Teile des Flachlandes, wie erwähnt, als unzutreffend erwiesen. Mit abnehmendem Eiszufuß lösten sich Loben in zunehmend schmalere Eiszungen auf. Ferner drangen Teile des Ostsee-Eisstromes nach S, W und N vor. In kleinerem Format kennen wir sogar Eiszungen, die — von der Gestalt des Untergrundes gelenkt — aufeinanderzuliefen. Schmale Eiszungen scheinen sogar um 180° umgeschwenkt zu sein, so in Sundewitt westlich der Insel Alsen (Als) und bei Glücksburg.

Da bei diesem Geschehen Stirn- und Seitenmoränen entstanden, konnte die Größe der Ablagerungen von Randschutt wie auch die Stauchwirkung in geringem Abstand unterschiedlich sein (Anm. 11).

Endmoränenzüge, besonders sandig-kiesiger Zusammensetzung konnten von Schmelzwässern und später auch von der Uferbrandung größerer Seen abgetragen werden. Es blieben dann an Toteisformen arme Sockelflächen. Einen rezenten Beleg brachte KLIMASZEWSKI (1960, Taf. 16) vom Comfortless-Gletscher (Spitzbergen).

## 9.2. Kuppige Grundmoränen-Landschaft

Eine morphologische Einheit „Kuppige Grundmoränen-Landschaft“ gibt es nach heutigem Wissen nicht. Sie wurde 1888 von WAHNSCHAFFE ausgeschieden. Die Vorstellung, innen an einer Endmoräne schliesse ein Bereich der Grundmoräne an bis zur nächsten Stillstandslage des Eisrandes hin, war bedingt durch die damalige Auffassung, einmaliges Vorrücken und beständiges Rückschmelzen sei nur von Stillstandslagen unterbrochen worden. Vorrücken des Eises und dichtgedrängte Eisrandlagen wurden noch nicht in Betracht gezogen. Der Begriff muß heute, als auf vorgefaßter Meinung beruhend, fallengelassen werden, (siehe GERMAN 1973: 10, GRIPP 1974 b).

## 9.3. Grundmoränen-Ebenen

In Brandenburg und auf den dänischen Inseln sind ebene Gebiete als Grundmoräne aufgebaut. Es fehlen von Gletscherwässern hinterlassene Sande und Kiese. Wenn diese Wässer den Weg über die Grundmoränendecke nicht genommen haben, so müssen sie unterhalb derselben abgelaufen sein. In der Tat hat die Erosions-Basis in jenen Gebieten nicht auf, sondern unterhalb der Basis des Eises gelegen. Dies ist bei den dänischen Inseln durch das Gefälle zum noch tief gelegenen Meeresspiegel im nahen Kattegat und Skagerrak verständlich (GRIPP 1974 b).

## 9.4. „Tunneltäler“ — richtiger Zungenbecken-Reihen

1903 hat N. V. USSING in Jütland erkannt, daß die Spitzen der Sanderkegel am Ende von Tälern mit Seenketten lägen. Er nannte sie 1904 Fjord-Täler. Seit 1921 werden sie Tunneltäler genannt. Diese Bezeichnung war zum Teil der Grund dafür, daß Jahrzehnte lang eine einleuchtende Erklärung für deren Entstehung ausblieb. WOLDSTEDT hat sich 1923—1954 damit befaßt. KOZARSKI (1967) erörterte die Frage erneut eingehend und ohne Erfolg. GRIPP (1964: 187) gab in Karte und Schnitt an, was aus einem gut erhaltenen Tunneltal über dessen Entstehung abzuleiten ist. Kaj HANSEN (1971) nahm zutreffend an, daß schmale Zungen von der Hauptmasse des Eises „avantgardistisch“ vorgedrungen seien. H. L. ANDERSEN (1972) vermutet gleichfalls eine Eiszunge als Erzeuger des durch Bohrungen und Elektro-Sondierung nachgewiesenen Tales. Aber der Motor zu dem Geschehen wurde erst jetzt erkannt: Das Fehlen eines Widerlagers vor dem aufgestauten Eis dort, wo ein in- oder subglazialer Fluß austrat. Durch diese Lücke floß das Eis aus. Eine schmale Eiszunge drang mit Gefälle vor und schürfte sich ein schmales Zungenbecken aus, erheblich tiefer als das Niveau des Schmelzwasser-Flusses. Dieser Vorgang wiederholte sich jedesmal dort, wo das Eis erneut an einem Widerlager endete. Die Schmelzwässer wurden teils am Ende der Eiszunge, teils an deren Seite subaerisch (Abb. 4).

Da das Eis in diesen Zungen nicht infolge des allgemeinen Fließens des Inlandeises, sondern infolge eines örtlich beschränkt eingetretenen (Schwerkraft-)Gefälles floß, sollte man sie als Glaziellen besonders kennzeichnen. Sie traten nicht nur an der Stirn des Eises auf, sondern konnten seitlich ausfließen: Ratzeburger Eiszunge, ferner Selker und Haddebyer Noor am Ende der Schleswiger Eiszunge. Glaziellen sind beschränkt auf das Gebiet



des lockeren Untergrundes. Das heutige Erscheinungsbild solcher Eiszungen-Rinnen ist abhängig von der Mächtigkeit des verschütteten Eises wie derjenigen der Überdeckung durch Absätze aus Eis- und Nach-Eiszeit.

Glaziellen waren wahrscheinlich auch die Erzeuger der rätselhaften Rinnen, die schon seit 1890 in Ost-England (WOODLAND 1970 S. 522) aus Bohrerergebnissen erkannt wurden, später von WOLFF aus dem Untergrund von Bremen und von E. KOCH (1924) aus Hamburgs Umgegend bekannt gemacht wurden. KOCH wies darauf hin, daß einige Rinnen am Südeinde ringsum geschlossen sind (S. 65). Die von ihm Becken genannten Senken erreichen 200 m Tiefe. Wenn die vorstehend vermutete Art der Entstehung zutrifft, entspricht die Auffüllung jener Glaziellen der zunehmenden Schuttablagerung im Ausmaß des Schwindens des verschütteten Eises. KOCHs zwei Systeme von Tälern dürften zur Mindel- und zur Riß-Zeit entstanden sein. KOCH vermutete schon Eiszungen als Erzeuger jener Rinnen.

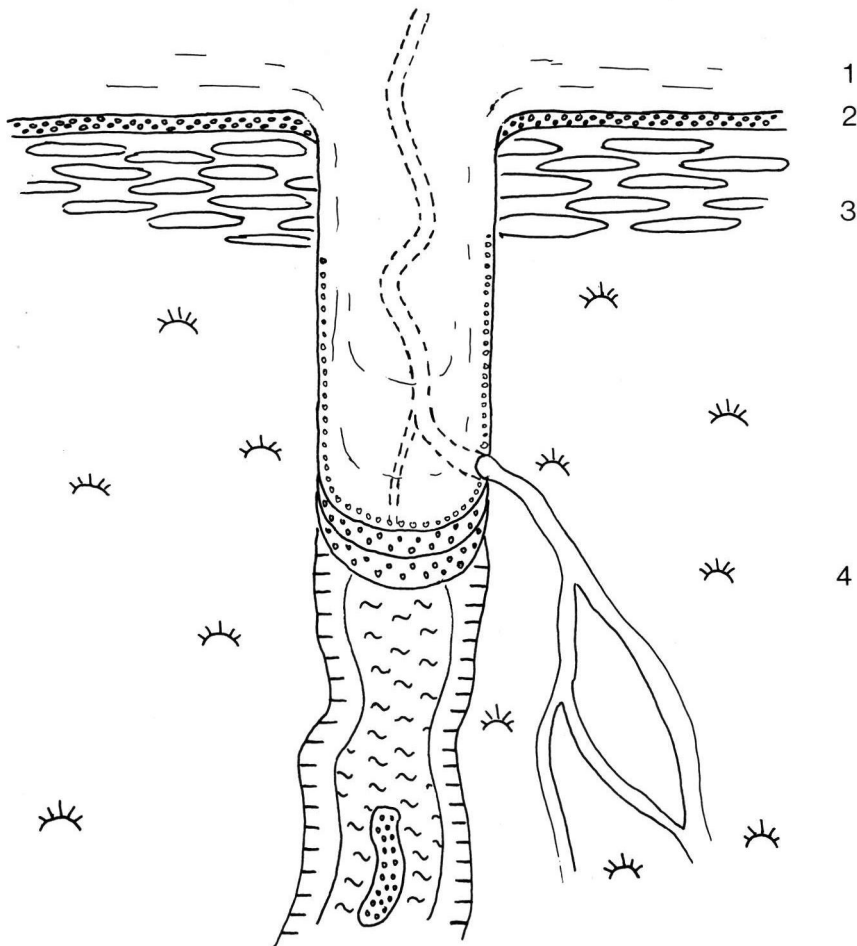


Abb. 4. Schematische Karte einer Glazielle. Oben das am Widerlager der Stauchmoräne (3) aufwärts fließende Eis (1) mit Ausbiß der Grundmoräne (2). Das Eis ist dort ausgeflossen, wo ein inglazialer Bach (gestrichelt) die Stauchmoräne abgetragen hatte. Die Glazielle hat im etwas älteren Teil ihres Tales eine Stauchmoräne (gekringelt) zusammengeschoben. Diese zwang den inglazialen Wasserlauf zur Seite, durch das Vorland (4), abzulaufen. Im niedergetauten älteren Teil der Glazielle Tundra auf Schmelzwasser-Absätzen, aus denen ein Kiesrücken (punktiert) osartig herausragt.

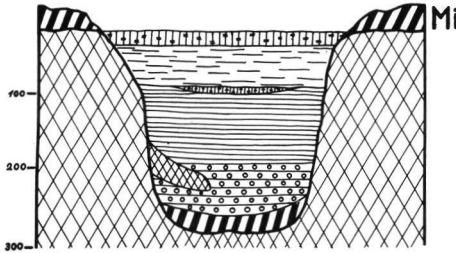


Abb. 5 a

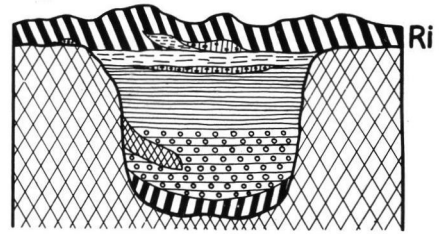


Abb. 5 b

Abb. 5 a. Schnitt durch eine mindelzeitliche Glazielle in Hamburgs Untergrund, angefüllt mit oben Inter-glazial Torf Meeresabsätze (kurz gestrichelt)

	Torf
Mindel-Vereisung	± warwiger sog. Lauenburger Ton (waagrechte Linien)
	Schmelzwasserabsätze
	Grundmoräne

Abb. 5 b. Das rißzeitliche Eis hat die oberen Lagen der Füllung der mindelzeitlichen Glazielle teilweise abgetragen und mit seinen Ablagerungen (schräge Balken) die Glazielle überdeckt.

Aber es war nicht das Inlandeis selber, sondern Rand-Ausbrüche steil gestellten Eises ließen die langen Reihen von Glaziellen-Becken entstehen. Untersuchungen der mindel- und riß-zeitlichen Glaziellen lassen Aufschlüsse über Mächtigkeit und Fließrichtung jener älteren Vereisungen erwarten. Vielleicht sind unter jenen Hohlformen auch einige aus der Zeit des Vorrückens des jeweiligen Inlandeises.

Die Reihen von Glaziellen sind nicht von fließendem Wasser, sondern vom Eise als hintereinandergereihte Zungenbecken entstanden. Sie sind die Fjordtäler des Flachlandes. Ausfließendes Eis schürfte sich tief ein, im Gebirge in Fels infolge großer Mächtigkeit des Eises, im Flachland mit geringer Mächtigkeit, aber in lockeren Untergrund. E. KOCH gab 200 m Tiefe an, JOHANNSEN & LÖHNERT (1974: 41) berichten von Tiefen bis 300 m, melden aber auch von geringeren Tiefen. Dies und die Angabe über Talschlüsse sprechen dafür, daß nicht durchgehende Rinnen, sondern Becken vorliegen (Anm. 12).

DUPHORN in WOLDSTEDT-DUPHORN (1974, S. 82) berichtet LÜTTIG folgend, von einer 500 m tiefen Rinne. Zudem weist er auf die weite Verbreitung der Rinnen von den Niederlanden bis Sachsen hin. Auch in West-Polen sind solche verbreitet. E. KOCH wies zwei verschieden alte Rinnen-Systeme nach. WOODLANDS Karte der Verbreitung der Glaziellen in Ost-England läßt zwei getrennte Gruppen erkennen. Die Seen-Rinnen und Rinnen-See-Folgen im Bereich der letzten Vereisung Nord-Europas, deren ursprüngliche Tiefe noch wenig bekannt ist, belegen, daß Glaziellen auch während der letzten, also während der drei Vereisungen Nord-Europas aufgetreten sind. Glaziellen dürften ein Charakteristikum des auf Lockerboden abgeschmolzenen Inlandeises sein.

## 9.5. Seen und Senken

Primäre Senken wurden als Aussparhohlformen unter 7.2. erwähnt. Sekundäre Senken entstanden durch Schwinden verschütteten Eises. Dessen Herkunft und der Vorgang der Verschüttung waren verschieden. Vom Gletschereis muß das Wintereis getrennt werden. Es fand sich auf der Höhe der Sanderkegel dort, wo Bäche Rinnen geschaffen und wieder verlassen hatten. Darin stehendes Wasser wurde zu Eis. Auch im Winter auf dem Sander entstandene Eisdecken = Aufeis wurden im Frühjahr überschottert und bewahrt,

bis dies verschüttete Eis schmolz. Es entstanden Hohlformen, die von manchen Forschern dem Sammelbegriff Kames zugerechnet wurden.

Im vom Eise freigegebenen Gebiet spielte periglaziale Schuttwanderung eine geringe Rolle. Aber die Schmelzwässer hatten als Innere Sander Zungenbecken überspült, große wie kleine. Mit fortschreitendem Tieftauen erschienen die vom Eise geschaffenen Hohlformen von neuem. Lag der neue Grundwasserspiegel unterhalb des Bodens der wiederentstandenen Senke, so blieb eine trockene Senke. In vielen Fällen aber war das verschüttete Eis so mächtig, daß die wiederentstehende Hohlform bis unter den Grundwasserspiegel reichte. Dann blieben Seen. Deren Begrenzung ist bedingt durch das vormalige Eisgeschehen. Radial verlaufende Seen entstanden aus Zungenbecken, auch aus denen der Glaziellen. Parallel zur ehemaligen Eisfront verlaufen Seen, die einem schmalen Eisband entstammen, das als Zungenbecken-Rest zwischen eng benachbarten Endmoränen-Zügen geblieben war. Bisweilen ist der Verlauf solcher Zungenbecken-Reste bogenförmig, so daß Senken mit halbmondförmiger Begrenzung blieben. Die Mehrzahl dieser Zungenbecken-Senken wird vorübergehend Innere Sander abgegeben haben. Auch deren Schotter sind später im See verschwunden. Wo Ausgangsformen verschiedener Art sich überlagerten, entstanden großflächige Seen mit schwer deutbarer Begrenzung der Einzelformen.

Anreicherung von Seen, die sogenannten Seenplatten, entstanden, als die Zuflüsse zur näheren und tiefer gelegenen Kattegatt-Senke die weiter innen gelegenen Hohlformen anzapften, aber die auf dem Scheitel zwischen Außen- und Innen-Entwässerung entstehenden Hohlformen infolge geringen Gefälles ihrer Abflüsse ihren hohen Grundwasserstand behielten (GRIPP 1962).

## 10. Die periglazialen Veränderungen der eisentstandenen Formen

Schon früh sprach PENCK von jugendlichen und gealterten Formen der Eisablagerungen. Die Spitzbergen-Reise des Internationalen Geologenkongresses 1910 hat weite Kreise von Geologen mit der formenzerstörenden Wirkung von Gefrieren und Tauen bekanntgemacht (ANDERSSON 1906, HÖGBOM 1914). Frostscht und Erdfließen wurden zunehmend als umformende Faktoren sowohl im Gebirge wie auch im Flachland anerkannt.

Die Wirkung der Kälte, insbesondere des Bodenfrostes in den inlandeis-bedingten Ablagerungen des Flachlandes mit Lockerboden umfaßt:

1. Durch Kälte Volumen-Verminderung. Dadurch Schrumpfrisse mit Eiskeilen (DYLİK & MAARLEVELD 1967, CHRISTENSEN 1974);
2. Wasserundurchlässigkeit poröser Gesteine durch Gefronnis, dadurch Wasserstau im getauten Boden und Frostscht mit hangabwärts gerichtetem Erdfließen;
3. Große Wassermengen (Schneesmelze) schnitten Täler ein = heute Trockentäler in Sanden;
4. An Hängen Quellnischen, heute versiegt, da sie damals an der Grenze von Tau- und Frost-Bereich entstanden;
5. Starke Winde über pflanzenarmer Erdoberfläche: Sandschliff und Anhäufung von Dünen und Flottsand;
6. Platzwechsel (Metakinese) in getautem Erdreich zwischen dichtem und schwerem Sediment oben (Geschiebelehm) und wassergesättigten Sanden unten (GRIPP 1963, 1971) = Tropfenböden. Diese und die Brodelböden sind nicht durch Eis bewegt, also nicht kryoturbar, sondern turbar.
7. Pingos. Diese Frostaufbrüche sind in den Niederlanden und bei Husum auf Eisabsätzen nachgewiesen (PICARD 1961, dort auch Schrifttum);

8. Härtlinge. Reichtum an großen Blöcken und groben Schottern hat den periglazialen Abtrag erschwert. Daher sind solche Gebiete die höchsten in periglazial überformten Endmoränen (DEWERS 1934:38; 1941: 145). Auf ein gutes Beispiel wies mich Dr. GAUGER, Lüneburg, hin: Die höchste Höhe der Endmoräne des Drawehn, der hohe Mechtin 142 m, ist von großen Blöcken besät, und Äcker des Dorfes Gülden sind z. T. von Grobkies dicht bestreut.

Infolge Schwinden des Eises der Würm-Zeit wurden die äußeren Bereiche schon eisfrei, als noch periglaziales Klima herrschte.

Es lassen sich daher drei Zonen periglazialer Einwirkung unterscheiden:

- I. Außerhalb des Gebietes der Würm-Vereisung:  
Alle Toteis-Senken aufgefüllt. Aufragende Formen durch Wind und Erdfließen teilweise abgetragen. Eem-Torfe von periglazialen und interstadialen Ablagerungen überdeckt (DÜCKER 1967).
- II. Im Bereich zwischen Brandenburger und Pommerscher Eisrandlage, bzw. zwischen C und D in Dänemark: Toteis-Senken gering an Zahl, da Toteis in geringer Tiefe während Paudorf-Denekamp-Interstadial (30—20 000 v. Chr.) geschmolzen; Steilhänge periglazial zertalt; Trockentäler; Windschliffe; Turbation (CHRISTENSEN 1968); von Schmelzwasser-Tälern des nachfolgenden Eisvorstoßes durchzogen.
- III. Innerhalb der Pommerschen Phase. Die Spuren periglazialer Vorgänge sind weitgehend zerstört (LIEDKE 1954), da durch Schmelzen verschütteten Eises neue Hohlformen neben frischen Aufschüttungsformen entstanden; Schmelzwasser-Täler selten erhalten. Die Grenze zwischen II und III ist scharf (Anm. 13).

In Mecklenburg und Pommern liegen die Gürtel der Brandenburger und Frankfurter Phase breit vor der Grenze der Pommerschen Eisrandlage, ebenso in Nord-Jütland zwischen C und D-Randlage. Von nördlich des Lille Belt bis östlich von Hamburg aber erreicht das Eis der Pommerschen Phase nahezu die Grenze der Würm-Vereisung. Nur hier grenzen die „Alt-Moränen“ dicht an die an Toteis-Senken reichen Jungmoränen.

## 11. Schluß-Folgerungen

Zusammenfassend darf gesagt werden:

Die Eigengesetzlichkeit des Geschehens am Rande des Inlandeises ist auch heute noch nicht voll gewertet. Beispiele:

- a) Das zeitliche Geschehen ist weitgehend nicht aus übereinander gelagerten, sondern aus hintereinander aufgereihten Spuren abzuleiten.
- b) Das Verhalten des randlichen Inlandeises ist erheblich vom Untergrund, ob fest oder locker, bestimmt.

Will man den Gang der zunehmenden Erkenntnis gliedern, so erscheint es möglich, zu trennen:

- I. Abschnitt. Vom Gebirgsgletscher her werden als Grundbegriffe festgelegt:
  1. Stillstandslagen während Rückzug des Eises, die über Höhen und Senken hinweg einander parallel verlaufen sollten.
  2. Synchrone Grundmoränen-Decken.
  3. Zwei Grundmoränen-Lagen, oben braun, unter grau.
  4. Die Anfertigung geologischer Karten führte zu Auffassungen Meeres-Absätzen entsprechend.
  5. Die Gleichaltrigkeit von Form und Sediment wurde nicht erkannt.

## II. Abschnitt. Auswertung der Formen

1. Verlauf von Endmoränen-Zügen.
2. Höhen vor Eisrand durch Stauchung entstanden.
3. Periglaziale Umformung.
4. Neue Formen durch Schwund verschütteten Eises.

## III. Abschnitt. Material-Untersuchungen

1. Geschiebe zählen, um Richtung des Eisfließens und Alter zu erkennen.
2. Einregelung der Geschiebe, um Richtung des Eisfließens zu erkennen.
3. Mikroskopische Untersuchungen
  - a) Sedimentpetrographisch (Schwerminerale)
  - b) Einregelung der Körner, im Lackfilm untersucht
  - c) Oberfläche der Körner elektronenmikroskopisch untersucht.
4. Glazitektonik.

Erstaunlich wenig hat aktuoglazialogischer Vergleich erbracht. Nicht allein die Schwierigkeiten, in der Arktis zu forschen, sind hierfür verantwortlich. Der Umstand, daß Felsboden-Vereisung (Island, Grönland) aufzeigen sollte, was im Lockerboden Norddeutschlands geschehen war, schmälerte die Ergebnisse. Gegenüber den großen Fortschritten durch die Pollenanalyse und durch die Altersbestimmungen mittels  $^{14}\text{C}$  blieben diejenigen der paläo- und aktuoglazialogischen Untersuchungen im Rückstand. Nur Eiszungen-Stauchung des Lockerbodens und Aufrichtung auch der tiefsten Eislagen am Widerlager und dadurch stationäre Lage des Eisrandes dürften fördernde aktuogeo-logische Erkenntnisse sein. Was unter der Oberfläche rezenter, in Lockerboden eingesenkter Eiszungen liegt, ist noch unbekannt. Langfristige Untersuchungen mit modernen Methoden, aus Gründen der Kostenverteilung von mehreren interessierten Staaten durchgeführt, könnten jenes Wissen liefern, das benötigt wird.

## Anmerkungen

Anm. 1. Über TORELL's Besuch in Rüdersdorf siehe den Sitzungs-Bericht vom 3. Nov. 1875 in Z. deutsch. geol. Ges. **27**, 961 und F. WAHNSCHAFFE, Jb. preuß. geol. Landesanst. **18**, 43, 1898.

Anm. 2. In Eiszeitalter u. Gegenwart **23/24**, 1973, heißt es auf S. 232 in einem 5-Autoren-Aufsatz: „Die Kartierung ergab Reste von Grundmoräne auf der Höhe der Endmoräne und verbreitet in deren Vorland. Danach kann nicht länger gelehrt werden, daß das Eis die Endmoräne überfahren hat.“ Es ist ein Irrtum, anzunehmen, daß die Grundmoräne vor, auf und hinter einer Endmoräne einer durchgehenden, gleichaltrigen Schicht angehöre. Gleichaltrig werden die Grundmoränen-Reste außerhalb und auf der Stauch-Endmoräne sein. Sicherlich um einen — die Stauchmoräne erzeugenden — Vorstoß jünger ist die Grundmoräne innerhalb der Eisrandlage.

Anm. 3. Auf weitere Angaben über örtliche Gliederung sei verzichtet. Wohin es führt, wenn für jedes Arbeitsgebiet neue Bezeichnungen eingeführt und langfristig benutzt werden, zeigt die Tabelle in GRUBE (1967: 190). Vorläufige und örtliche Benennungen sollten durch Kürzel auf die Hauptgliederung bezogen werden, z. B.

R k 3 = Riß-Kaltzeit 3 = Warthe-, Fuhlsbütteler-, Lüneburger-, Hennstedter-Kalt-Phase;

R w 3/2 = Borgfelde-, Gerdau-, Mildstedt-, Dithmarscher-, Rügen-Warmzeit;

R k 2 = Lamstedter, Niendorfer, Stader, Winnert-Eis-Vorstoß

usw.

W = Würm, R = Riss, w = Warmzeit, k = Kalt-Zeit.

Anm. 4. Evellieren = vom Eise abtragen, im Gegensatz zum Erodieren des fließenden Wassers, siehe diese Zeitschrift 22 S. 132. Das Bedürfnis, zu unterscheiden, zeigt sich auch bei den Glaziellen 9.4.

Anm. 5. Gegen ein Vorkommen von „überfahrenen“, d. h. vom Eise ohne Zerstörung quer überflossenen Endmoränen sprechen mehrere Gründe.

a) In einer Stauchmoräne hat zunehmender Druck der aufgerichteten Eislagen das Ausweichen des Widerlagers auf Scherflächen zur Folge. Dieser Vorgang müßte bei noch stärkerem Druck des Eises beim Überfahren aufgehört haben. Folgerichtiger wäre die Annahme, das Widerlager wäre zur Seite ausgewichen. So geschah beim Vorstoß des Duckwitz-Gletschers (Taf. 7, Abb. 1).

b) Der Auffassung, nur höhere Eislagen wären über das Widerlager hinausgeglitten und hätten dies dabei nicht abgetragen, widerspricht das Erfordernis, daß auch die tiefsten Eislagen bis an die Luft gelangen und dort schmelzen müssen, so lange wie das Eis fließt. Der hohe Druck in den untersten Eislagen hebt die hangenden so lange an, bis für alle eine entlastende Schmelzfläche erreicht ist.

c) Ein Riegel aus „lockerem“ Gestein, auch wenn gefroren, kann darüberhinfließendem Eis nicht standhalten. Die vielen vom Eise verfrachteten Schollen älterer Ablagerungen bezeugen, auf welche Weise vordringendes Eis mit Widerlagern verfahren ist.

d) Hätte das Eis einen Riegel aus Lockerboden überschritten, so hätte es auf der Höhe des Moränenzuges ungefähr im rechten Winkel abwärts fließen müssen. Dabei würde es durch breite Spalten zersplittert werden. Die Eisoberfläche würde vergrößert, dadurch Wasser in erheblicher Menge frei, das den Lockerboden zernagen müßte. Diese Strudel-Löcher und Erosions-Rinnen sind von Felsriegeln bekannt (Taf. 3), aber noch nie auf den angeblich überfahrenen Endmoränen aufgefunden worden.

e) Wenn vorrückendes Eis ein Widerlager aus Lockerboden nicht beiseiteschieben konnte, so wird es das Widerlager in Längsrichtung zerlegt = drumlinisiert haben.

f) Im Felsgebiet Schwedens hat das Würm-Eis rißzeitliche Eisabsätze fast völlig abgetragen. E. KOCH zeigte auf, daß unter Hamburg das rißzeitliche Eis die mindelzeitlichen Ablagerungen abtrug, außer den in den „Becken“ eingetieft liegenden.

Für diejenigen, die den Gesetzen des Eises gemäß denken, ist ein „Überfahren“ von Endmoränen ohne deren Zerstörung eine unzulässige Vorstellung.

Anm. 6. Wenn der Druck auf die Stauchmoräne entsprechende Stärke erreicht, entstehen Dehnungsrisse, siehe Taf. 1, Abb. 2 und GRIPP (1929 Taf. 8, Abb. 4). Fossil, mit Geröll angefüllt, hat solche vermutlich PICARD (1967) beobachtet.

Anm. 7. Grundmoräne entsteht nur unter einer Eisdicke von bestimmter, uns noch nicht bekannter Mächtigkeit. Natürliche und künstliche Tunnel unter Alpen-Gletschern trafen nur am Rande unter dem Eis Untermoräne an (v. BÖHM 1901, 185; LLIBOUTRY II, 674). Gegen die Mitte des Eisstromes lag reines Eis dem Fels auf.

Anm. 8. Den Begriff Satz-Endmoräne hat J. SCUPRYCZINSKI (1963) den Vorgängen am Eisrand entsprechend unterteilt. Danach ergibt sich auf Lockerboden-Bereich umgedeutet:

1. Im Bereich der Eisstirn (Frontal-Typus Scu.)

1.1. Bei Gleichgewicht zwischen Zufluß und Abschmelzen des Eisrandes Anhäufung von Satzmoränen-Wällen. Bisweilen geringer Schub des Eises. (Akkumulations-Endmoränen Scu.)

1.2. Bei rückschreitender Eisstirn Ausbreiten des Schuttes der Untermoräne über der Grundmoräne (Ablations-Moräne Scu.) Selten im Lockerboden-Bereich, da dort Toteisgürtel abgetrennt wurden.

2. Flächenhaftes Schmelzen des Eises (Areale Deglaciation M. KLIMASZEWSKI 1960)

2.1. Spaltenfreies Toteis ohne Schuttdecke; selten, da schnell geschmolzen, Untermoräne wird Teil der Grundmoränen-Decke. „Toteis-Ablations-Moräne“, die aber fossil nicht von 1.2. zu unterscheiden ist.

2.2. Toteis von Schmelzwasser-Ablagerungen = Innen-Sandern bedeckt. Untermoräne wird Grundmoräne, die von Sander-Ablagerungen überdeckt bleibt.

2.3. Toteis von Spalten durchzogen; ohne Schuttdecke, aber Schutt, der von unten in Spalten aufstieg, breitet sich auf dem Eis; örtlicher Vorgang. Ablationsdecke unruhiger Gestalt. Von GRIPP früher für Ausgang der „kuppigen Grundmoränen-Landschaft“ gehalten, aber der Vergleich dürfte nicht auf jenen theoretischen Begriff zutreffen.

Anm. 9. Der seitliche Abfluß der inglazialen Entwässerung ermöglicht, daß Stauchmoränen intakt bleiben. Rezente Belege: JEWTOUCHOWICZ (1973: 123), CHURSKI (1973: 211).

Anm. 10. Wie sehr wir umdenken müssen, d. h. im Jungmoränen-Gebiet die primären Formen als Hauptzeugen für das Geschehen werten sollten, zeigen u. a. die Einwände von ØDUM (1969) gegen den morphologisch hinreichend belegbaren Viborg-Gletscher. Eindeutige Zeugen wie die 110 m hohe Moränengabel von Spendrup-Hald und die quer zu ihr verlaufenden Moränenzüge

südlich Randers werden nicht herangezogen. Das tatsächliche Geschehen kann aber nicht erkannt werden, wenn grundlegende Befunde unbeachtet bleiben.

Ann. 11. Vermutlich überschritten sich Eisrandlagen verwickelter als bis heute erkannt ist. Künftige Auswertungen des Geschiebe-Inhalts werden Zusammengehöriges erkennen lassen. WENNBERG (1949) gab ein Vorbild für das Erkennen der Wege der Geschiebe.

Ann. 12. JOHANNSEN & LÖHNERT (1974) schreiben: „Der Aushub der Rinnen ist auf Exaration des Eises in Verbindung mit Erosion der Schmelzwässer zurückzuführen.“ Nach Ansicht des Verfassers dürften Schmelzwässer nicht ausgehoben, sondern Toteis-Senken aufgefüllt haben. — Wenn für den Alnarp-Fluß in Schonen gleichfalls ein Boden aus einer Folge von Becken aufgezeigt werden könnte, dürfte auch dieses Rätsel als durch Eiszungen (Glaziellen) entstanden aufgelöst werden. Das Vorkommen einer Grundmoräne am Grunde des Tales und die darüber gelegene Folge feinkörniger Ablagerungen (MOHREN in MAGNUSON, LUNDQUIST, REGNÉLL 1963: 404) bestärken diese Deutung. Auch im Vereisungsbereich von Ost-England sind die gleichen Täler nachgewiesen (WOODLAND 1969).

Ann. 13. Ein gutes Beispiel für den Unterschied der Formen beiderseits der Grenze der Pommerschen Phase = D-Endmoränen-Züge in Dänemark bietet sich in Nord-Jütland, beiderseits des Endmoränen-Zuges Jydske Aas (Atlasblatt 814 Jerslev). Südöstlich der Straße Aalborg-Frederikshavn findet man an dem Wege nach Torup bei Gammelkirke Windschliffe und ebenso auf den periglazial geglätteten Höhen um Knoldbjerg. Auf der Innenseite des Jydske Aas, in der anschließenden Gemeinde Dorf aber ist das Landschaftsbild von Toteis-Senken beherrscht. Auf Djursland (östlich von Aarhus) verläuft die südliche D-Eisrandlage in das Kattegat hinaus; entsprechend bedeckt die periglazial umgeformte ältere Würm-Landschaft die volle Breite der Halbinsel.

#### S c h r i f t t u m

Der zur Verfügung stehende Raum gestattete nicht, das Schrifttum voll anzuführen. Auch wird manches erwähnenswerte dem Verfasser unbekannt geblieben sein. Daher sei auf umfassend referierende Werke wie EMBLETON & KING sowie LIBOUTRY hingewiesen. Der letztgenannte ist in den die Eisränder des Flachlandes betreffenden Angaben kritisch zu werten.

- AHLMANN, H. W'SON: Contribution to the physics of glaciers. — Geogr. Journ. **86**, 1935.  
 ANDERSEN, H. L.: En begravet Dal i Prae-Kvarteret. — Dansk. Geol. Forening 1972, 11—118.  
 ANDERSON, J. G.: Solifluction, a component of subaërial denudation. — J. Geol. **14**, 91—112, 5 Abb., Chicago 1906.  
 BAUER, A.: Missions Aériennes de reconnaissance au Groenland 1957—58. — Meddelelser om Groenland **173**, 3, Kopenhagen 1958.  
 BERENDT, G.: Gletschertheorie oder Drifttheorie in Norddeutschland? — Z. deutsch. geol. Ges. **31**, 1—20, 1 Abb., Berlin 1879.  
 —: Sitzung vom 15. Aug. 1893. — Z. deutsch. geol. Ges. **45**, 537, Berlin 1893.  
 —: Endmoräne in Schleswig-Holstein. — Z. deutsch. geol. Ges. **46**, 841—843, Berlin 1894.  
 BÖHM, A. VON: Geschichte der Moränenkunde. — Abh. geogr. Ges. Wien **3**, Nr. 4, 1901.  
 BRAMER, H.: Beispiele zur Anwendung moderner Labor-Methoden bei Untersuchungen im Pleistozän. — Wiss. Z. Univ. Greifswald **15**, 53—61, Greifswald 1966.  
 CHRISLTENSEN, L.: An occurrence of Periglacial structures at Langå, Jylland. — Meddelelser Dansk. Geol. Foren. **18**, 46—54, Kopenhagen 1968.  
 —: Crop-marks revealing large-scale patterned ground structures in cultivated areas, southwestern Jutland. — Boreas **3**, 153—180, 24 Abb., Oslo 1974.  
 CHURSKI, Z.: Hydrographic features on the proglacial area of Skeidararjökull. — Geographia Polonica **26**, 209—254, 1973.  
 DEWERS, F.: Einige wesentliche Charakterzüge der nordwestdeutschen Diluvialmorphologie. — Abh. naturw. Ver. Bremen **29**, 3—41, Bremen 1934.  
 —: Geologie und Lagerstätten Niedersachsens. 3. Känozoikum: Diluvium 55—267, Abb. 30—116. — Schr. wirtschaftsw. Ges. Studium Niedersachsens **3**, Oldenburg 1941.  
 DÜCKER, A.: Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. — Göttinger Geogr. Abh. **16**, 3—52, Göttingen 1954.

- DÜCKER, A.: Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. — *Fundamenta B* **2**, 30—75, 1 Abb., 16 Tab., 17 Taf., Köln-Graz 1967.
- DYLIK, J., MAARLEVELD, G. C.: Frost cracks, frost fissures and related polygons. — *Mededeelingen van de Geol. Stichting N.S.* **18**, 7—21, 1967.
- EGGERS, W.: Die Oberflächenformen der jungeszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. — *Veröffentl. schleswig-holst. Univ.-Ges.* **42**, 1934.
- EMBLETON, C. und KING, C. A. M.: *Glacial and periglacial Geomorphology*, 3. Aufl., London (Edward Arnold) 1971.
- FRÖDIN, G.: Spätglaziale Kalbungsbuchten und Estuarien im Mittleren Schweden. — *Bull. Geol. Inst. Upsala* **15**, 1916.
- GARBOE, A.: *Geologiens Historie i Danmark II Forsnere og resultater*. — Reitzels Verlag København 1961.
- GELLERT, J. F.: *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR*. — Berlin 1965.
- GERMAN, R.: Sedimente und Formen der glazialen Serie. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* **23/24**, 5—15, 1 Tab., Öhringen 1973.
- GOTTSCHKE, C.: Die tiefsten Glacial-Ablagerungen der Gegend von Hamburg. — *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg* **13**, 1—10, Hamburg 1897.
- : Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holsteins. — *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg* **13**, 11—57, Hamburg 1897.
- GRIFF, K.: Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in NW-Deutschland. — *Mitt. Geogr. Ges. Hamburg* **36**, 159—245, Hamburg 1925.
- : Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen Expedition 1927. — *Abh. naturw. Ver. Hamburg* **22**, 147—247, 1929.
- : Die verschiedenen Arten von Endmoränen vor dem grönländischen Inlandeise. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **84**, 654—655, Berlin 1932.
- : *Geologie von Hamburg und seiner näheren und weiteren Umgebung*. — Hamburg (Boysen) 1933.
- : Die geologische Untersuchung des Rentierjäger-Fundplatzes Meendorf in A. RUST: Meendorf. — *Veröff. Archäol. Reichsinst.* **4**, 1—9, Neumünster i. H. 1936.
- : Endmoränen. — *Comptes Rendus Congr. Int. Geogr. Amsterdam T. II Sect. IIa Geographie Physique* 215—228, 1938.
- : Geologie des Fundpunktes Stellmoor in A. RUST: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor. — *Neumünster i. H.* 1943.
- : Karboden und Zungenbecken. — *Die Naturwissenschaften* **32**, 207—212, 8 Abb., Berlin 1944.
- : Glazialmorphologie und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ost-Holsteins. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **99**, 190—205, 6 Abb., Berlin 1949.
- : Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins. *Meyniana* **1**, 119—129, Kiel 1952.
- : Bilder vom Geschehen am Rande von Inlandeise und Groß-Gletschern. — *Meyniana* **1**, Taf. 2-4 (ohne Text), Kiel 1952.
- : Eisbedingte Lagerungsstörungen. — *Geol. Rdsch.* **43**, 39—45, 4 Abb., Stuttgart 1955.
- : Zur Entstehung von Tropfenböden. — *N. Jb. Geol., Paläont. Mh.* **1963**, 490—492, 1 Abb., Stuttgart 1963.
- : *Erdgeschichte von Schleswig-Holstein*. Neumünster i. H. 1964.
- : Der Verlauf der Eisrandlagen zwischen Grenaa und Viborg. — *Medd. Dansk Geol. Forening* **15**, 346—358, 1964.
- : Tropfenboden, räumlich untersucht. — *Meyniana* **21**, 9—16, 5 Taf., Kiel 1971.
- : Über die Entstehung der Fjorde. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* **22**, 131—147, 10 Abb., Öhringen 1972.
- : Grundmoräne und Geschiebepflaster. — *Meyniana* **23**, 49—52, 2 Abb., Kiel 1973.
- : Über die Schwierigkeiten, Vorgänge am Rande des quartären Inlandeises ohne entsprechende Kenntnis des heutigen Geschehens zu deuten. — *Z. Geomorph. N. F.* **18**, 224—229, Berlin u. Stuttgart 1974 a.
- : Untermoräne — Grundmoräne — Grundmoränenlandschaft. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* **25**, 5—9, Öhringen 1974 b.
- : Eisrandstudien ausgehend von Sermeq SW-Grönland. — *Meddelelser om Grönland* **195**, Nr. 8, Kopenhagen 1975 a.



- GRIPP, K.: Hochsander — Satzmoräne — Endmoränenvertreter. — Z. Geomorph. N. F. **19**, 490—496, 1975 b.
- GRIPP, K. & TODTMANN, E. M.: Die Endmoräne des Green Bay-Gletschers auf Spitzbergen, eine Studie zum Verständnis norddeutscher Diluvial-Gebilde. — Mitt. geogr. Ges. Hamburg **37**, 45—75, Hamburg 1926.
- GRIPP, K. & SCHÜTRUMPF, R.: Ein nacheiszeitliches ungewöhnliches Torflager und über das Tief-tauen in Holstein. — Die Naturwissenschaften **40**, 55, Berlin, Göttingen, Heidelberg 1953.
- GRUBE, F.: Die Gliederung der Saale (Riss)-Kaltzeit im Hamburger Raum. — Fundamenta **B 2**, 168—195, Köln-Graz 1967.
- HÄPKE, L.: Der Bernstein im nordwestlichen Deutschland. — Abh. naturwiss. Ver. Bremen **4**, 525—550, 1875.
- HANSEN, Kaj: Tunnelvalleys in Danmark and northern Germany. — Dansk Geol. Forening **20**, 295—300, 1971.
- HANSEN, Sigurd: Varvighed i danske og skanske sen-glaciale Aflejringer. — Danmarks Geol. Undersøgelse II. Raekke **63**, 1—411, 1940.
- : The Quaternary of Denmark. — The Geologic Systems: The Quaternary I. London (Wiley & Sons) 1965.
- HARDER, P.: En ostjyds Israndlinie og dens Indflydelse paa Vandløbene. — Danmarks Geol. Undersøgelse II. Raekke **19**, 1908.
- HESEMANN, J.: Quantitative Geschiebestimmungen im norddeutschen Diluvium. — Jb. preuß. geol. Landesanstalt **51**, 714—758, Berlin 1931.
- HILLEFORS, A.: Västsveriges Glaciala Historia och Morfologi. — Meddelanden Lunds Univ. Geogr. Inst. **60**, 1969.
- HÖGBOM, B.: Über die geologische Bedeutung des Frostes. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala **12**, 257—390, 1914.
- HUCKE, K. & VOTGT, E.: Einführung in die Geschiebeforschung. — 132 S., 24 Abb., 50 Taf., Oldenzaal (Niederlandsche Geol. Vereniging) 1967.
- JEWTOUCHOWICZ, St.: The present-day marginal zone of Skeidararjökull - Scient. Results Polish Geograph. Expedition to Vatnajökull (Iceland). — Geographia Polonica **26**, 115—137, Warszawa 1973.
- JOHANNSEN, A. & LÖHNERT, E.: Geologie und Grundwasservorkommen im schleswig-holsteinischen Randgebiet östlich von Hamburg. — Meyniana **25**, 31—53, 14 Abb., 4 Tab., Kiel 1974.
- JOHNSTRUP, J. F.: De geognostiske Forhold i Jylland. — Tidsskrift Landökonomi IV. Raekke **9**, 479—480, 1875.
- KAERLEIN, F.: Bibliographie der Geschiebe im pleistozänen Vereisungsgebiet Nordeuropas. — Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg **38**, 7—117, Hamburg 1969.
- KEILHACK, K.: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletschern und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **1883**, 159—176, Berlin 1884.
- : Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung der pommerschen Küste. — Jb. preuß. geol. Landesanst. **19**, 90—182, Berlin 1899.
- KLEBELSBERG, R. VON: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien 1948/49.
- KLIMASZEWSKI, M.: Geomorphological studies of the Western Part of Spitzbergen between Kongsfjord and Eidem-Bukta. — Scient. Books Jagellonien University Geograph. Works **23**, 1960.
- KOCH, E.: Die diluviale Auflagerungsfläche unter Hamburg und Umgebung. — Mitt. mineral. geol. Staatsinst. Hamburg **6**, 29—96, Hamburg 1924.
- KÖSTER, R.: Experimenteller Beitrag zur Mechanik von Stauchungszonen. — Meyniana **6**, 60—84, 64 Abb., 2 Taf., Kiel 1958.
- KORN, J.: Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. — 64 S., 14 Taf., Berlin (Preuß. geol. Landesanst.) 1927.
- KOZARSKI, S.: The origin of subglacial channels in the North Polish and North German Plain. — Bull. Soc. amis sciences et lettres de Poznan Serie B, **20**, 21—36, 1966/67.
- : Electron Mikroskopy in the study of Quartz Sand Grains Surface Textures of selected environments. — Poznanskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk Wydział Matematyczno-Przyrodniczy. — Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej **13**, 179—189, 1972.
- LAGALLY, M.: Zur Thermodynamik der Gletscher. — Z. Gletscherkunde **20**, Leipzig 1932.
- LEINTZ, V.: Ein Versuch Geschiebemergel nach dem Schwermineralgehalt stratigraphisch zu gliedern. — Z. Geschiebeforschung **9**, 156—168, Leipzig 1933.

- LINDSTRÖM, M.: Ice-marked Sand Grains in the Lower Ordovician of Sweden. — *Geologica et Palaeontologica* **6**, 25—32, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Marburg 1972.
- LIEDTKE, H.: Die periglazialen Erscheinungen im Jungmoränen-Gebiet westlich des Oderbruches bei Freienwalde. — *Göttinger geograph. Abh.* **16**, 55—95, Göttingen 1954.
- LLIBOUTRY, L.: *Traité de Glaciologie*. — 2 Bände, Paris 1964/65.
- LORENTZEN, E.: Die Oberflächenformen der Landschaft Angeln und ihre Abhängigkeit vom Klimawechsel der jüngsten Vereisung. — *Schr. naturw. Ver. Schleswig-Holstein* **22**, 385—448, 1938.
- LOZINSKI, W. v.: Die mechanische Verwitterung. — *Bull. Acad. Sc. de Cracovie Classe Sc. math et nat.* 18 u. f., 1909.
- LUDWIG, H.: Geschiebezählungen als Forschungsmittel zur Diluvial-Stratigraphie und Tektonik Ost-Pommerns. — *Abh. Geol.-Pal. Inst. Univ. Greifswald, Greifswald* 1938.
- LÜTTIG, L.: Methodische Fragen der Geschiebeforschung. — *Geol. Jb.* **75**, 361—418, 17 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Hannover 1958.
- MADSEN, V.: Terrain formerne paa Skovbjerg Bakkeö. — *Danm. Geol. Undersøgelse IV. Raekke* **1**, Nr. 12, 1—24, Kopenhagen 1921.
- : L'origine et les travaux du D.G.U. de 1888—1928. — *Danmarks Geol. Undersøgelse. Réunion Géologique Internat à Copenhague* 1928, 56—68, (Karte S. 67).
- MAGNUSSON, N. H., LUNDQUIST, G. & REGNÉLL, G.: *Sveriges Geologi*, 4. Aufl., Stockholm 1963.
- MILTHERS, K.: Ledeblocke og Landskabsforme i Danmark. — *Danm. Geol. Undersøgelse II. Raekke* **69**, Kopenhagen 1942.
- MILTHERS, V.: Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary Deposits. — *Danm. Geol. Undersøgelse II. Raekke* **23**, Kopenhagen 1909.
- ØDUM, H.: Kvartaeret omkring Hobro. — *Danm. Geol. Undersøgelse IV. Raekke* **10**, 1—23, Kopenhagen 1969.
- ØSTREM, G.: Icecored Moraines in Scandinavia. — *Geographiska Annaler* **46**, 281—337, Stockholm 1964.
- OKKO, U.: Glazialdrift in Iceland, its origin and morphology. — *Bull. Comm. géol. Finland* **170**, 1—139, 1955.
- PENCK, A.: Die Geschiebformation Norddeutschlands. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **31**, 117—203, 3 Abb., Berlin 1879.
- : Die Vergletscherung der Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung. — Leipzig 1882.
- PENCK, A. in PENCK & BRÜCKNER: *Die Alpen im Eiszeitalter* **1**. Leipzig 1901.
- PETERSEN, G.: Die Schollen der norddeutschen Moränen und ihre Bedeutung für die Krustenbewegungen. — *Fortschritte Geol. u. Paläontol.* **9**, 179—274, 1924.
- PETERSEN, J.: Die krystallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **57 B**, 276—290, 10 Abb., Berlin 1905.
- PICARD, K. E.: Reste von Pingos bei Husum-Nordsee. — *Schr. naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein* **32**, 72—77, 1961.
- : Periglaziale Kieslinsen bei Hohenwestedt (Mittel-Holstein). — *Schr. naturwiss. V. Schleswig-Holstein* **37**, 106—107, 1967.
- RASMUSSEN, H. WIENBERG: *Danmarks Geologi*. — København 1966.
- RICHTER, E.: Die Gletscherkonferenz im August 1899. — *Petermanns Geogr. Mitt.* **46**, 4, 77—81, 1900.
- RICHTER, K.: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränen-Gebietes. — *Abh. Geol.-Paläontol. Inst. Greifswald* **11**, Greifswald 1933.
- : *Die Eiszeit in Norddeutschland*. — Berlin 1937.
- ROZYSKI, S. N.: *Expédition Polonaise à Spitzbergen* 1934. — *Przegl. Geogr.* **15**, 119—137, Warszawa 1936.
- SEIFERT, G.: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung. — *Meyniana* **2**, 124—190, 8 Abb., 6 Taf., Kiel 1954.
- SIMON, W. G.: Geschiebezählungen jungeszeitlicher Eisrandlagen und Schmelzwassersandebenen im Kreise Herzogtum Lauenburg. — *Lauenburgische Heimat* **14**, 44—61, 1938.
- SCHRÖDER, H.: Über Durchragungs-Züge und -Zonen in der Uckermark und in Ostpreußen. — *Jb. preuß. geol. Landesanstalt* **9**, 166—211, 5 Abb., 1 Taf., Berlin 1889.

- STEINERT, H.: Stratigraphie und Schwermineralprovinzen im Diluvium Schleswig-Holsteins und Norddeutschlands. — *Meyniana* **1**, 107—111, 3 Taf., Kiel 1952.
- STRUCK, R.: Der Verlauf der nördlichen und südlichen Hauptmoräne in der weiteren Umgebung Lübecks. — *Mitt. geogr. Ges. Lübeck* 2. Reihe **16**, 1—43, 1902.
- TIETZE, O.: Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. — *Geol. Rdsch.* **7**, 110, 1916.
- TODTMANN, E. M.: Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). — *Univ. Hamburg Abh. Auslandskunde* **65**, Reihe C 19, 1—95, 36 Taf., 1960.
- USSING, N. V.: Om Jyllands hedesletter og Teorierne om deres dannelse. — *Dansk Vidensk. Selskab Forhandl.*, 1903.
- : Om Floddale og Randmoräner. — *Øversigt Dansk Videnskab Selshab Forhandl.*, 1907.
- : Danmarks Geologi. — *Danmarks Geol. Undersögelse III. Raekke* **2** 1904 (1913 3. Ausgabe).
- VIETE, G.: Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. — *Freiberger Forschungshefte* **C 78**, 1—257, 1909.
- WAHNSCHAFTE, F.: Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. — *Jb. preuß. geol. Landesanst.* **8**, 150—163, 2 Abb., Berlin 1888.
- : Die Ausbildung und Gliederung der Glacialbildungen des norddeutschen Flachlandes. — *Verh. VII. Int. Geogr. Congr. Berlin 1899 II*, 289—298, 1901.
- : Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. — 413 S., 39 Abb., 24 Beil., 3. Aufl. Stuttgart (Engelhorn) 1909.
- WAHNSCHAFTE-SCHUCHT: 4. Auflage des vorgenannten Buches, 1921.
- WENNEBERG, G.: Differentialrörelsen i Inlandsisen. — *Meddelanden Lunds Geol.-Mineral. Inst.* **114**, 1949.
- WOLDSTEDT, P.: Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. — *Z. deutsch. geol. Ges.* **77**, 172—184, Berlin 1925.
- : Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. — *Z. Ges. Erdkunde* **1926**, 103—124, 7 Abb., Berlin 1926.
- : Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. — *Sitz.Ber. preuß. geol. Landesanstalt* **1927**, 115—119, Berlin 1927.
- : Die Parallelisierung des norddeutschen Diluviums mit dem anderer Vereisungsgebiete. — *Z. Gletscherkunde* **16**, 230—241, 1928.
- : Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. — *Jb. preuß. geol. Landesanstalt* **59**, 249—271, 57 Abb., Berlin 1939.
- : Die Entstehung der Seen in dem ehemals vergletscherten Gebiet. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* **2**, 146—153, 3 Abb., Öhringen 1952.
- WOLFF, W.: Das Diluvium der Gegend von Hamburg. — *Jb. preuß. geol. Landesanst.* **36, II**, 227—324, 5 Taf., Berlin 1917.
- : Die Entstehung der mecklenburgischen Seenplatte. — *Der Naturforscher* **1**, Berlin 1924.
- WOODLAND, A. W.: The buried tunnel-valleys of East Anglia. — *Proc. Yorkshire Geol. Soc.* **37** (4), 521—578, 1969.

Manusk. eingeg. 28. 2. 1975.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. Karl Gripp, 24 Lübeck 1, Klosterstraße 22.

## T a f e l I

Abb. 1. Satz-Endmoräne auf Felsuntergrund, von der Eisseite gesehen. Frederikshaab Isblink, SW-Grönland. Foto: GRIPP 1930.

Abb. 2. Penck-Gletscher (Spitzbergen) in Hochlage, staucht Vorland. Links aufsteigende Eislagen, auf Scherflächen nur wenig Schutt. Zwischen Eis und Randbach auftauende Grundmoräne. Rechts vom Bach höchste Stauchfalte mit Dehnungsspalten. (Vgl. GRIPP 1929, Taf. 18, Abb. 4.)



Abb. 1



Abb. 2

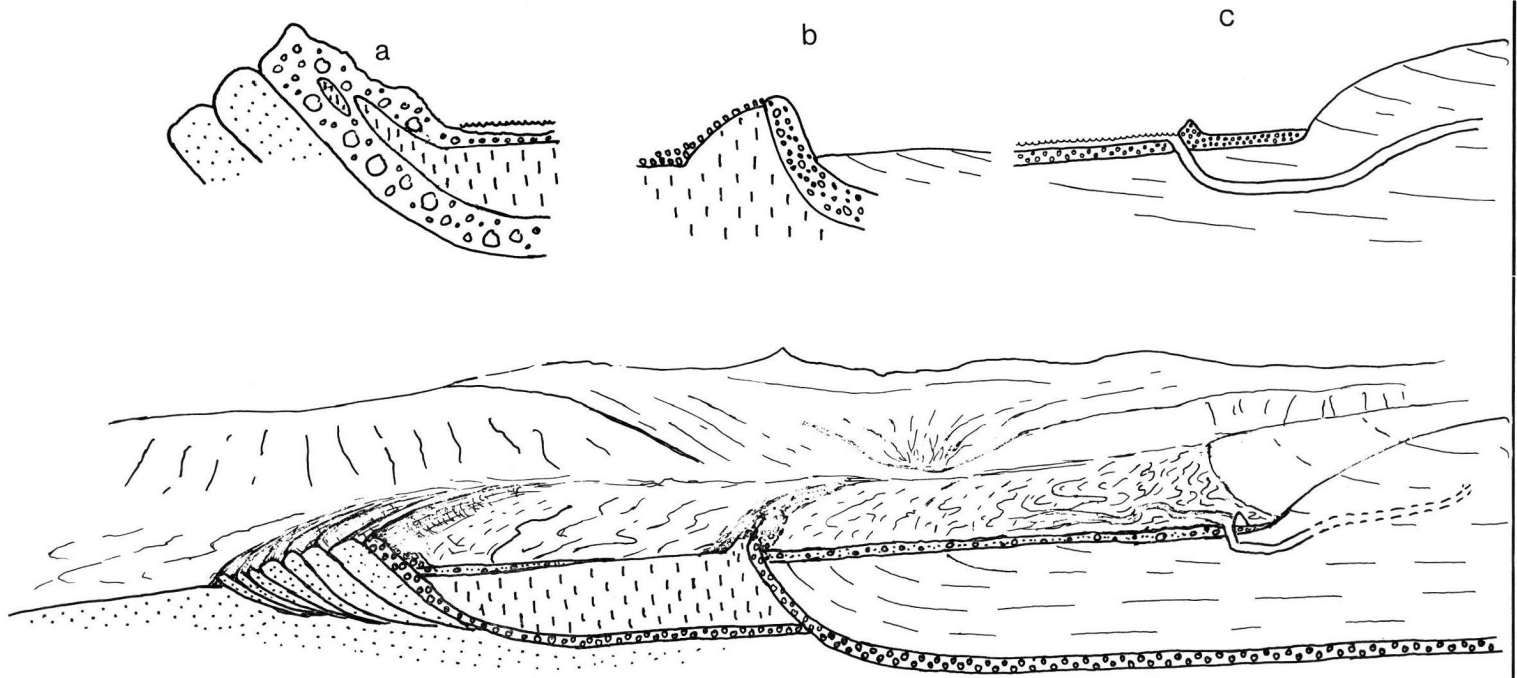


Abb. 1. Theoretischer Schnitt durch den unteren Usher-Gletscher (Ost-Spitzbergen). Rechts der Gletscher, der weiter unterhalb bis zur Erosionsbasis der Schmelzwässer niedergetaut ist. Zwischen der Stauchmoräne und einer jüngeren Endmoräne Toteis (senkrecht kurz-schraffiert). Oberhalb des Längsschnittes Einzelheiten über

- a. den Bereich der Satzmoräne auf dem Innenrand der Stauchmoräne,
- b. das Verhältnis von fließendem und totem Eis
- c. Schotterdecke in der Niedertau-Ebene mit Austritt eines inglazialen Baches. Die Schotter sind von Flüssen, die den Gletscher beiderseits begleiten, angefrachtet. (Vgl. GRIPP 1929, Taf. 29, Abb. 3 neu gedeutet.)

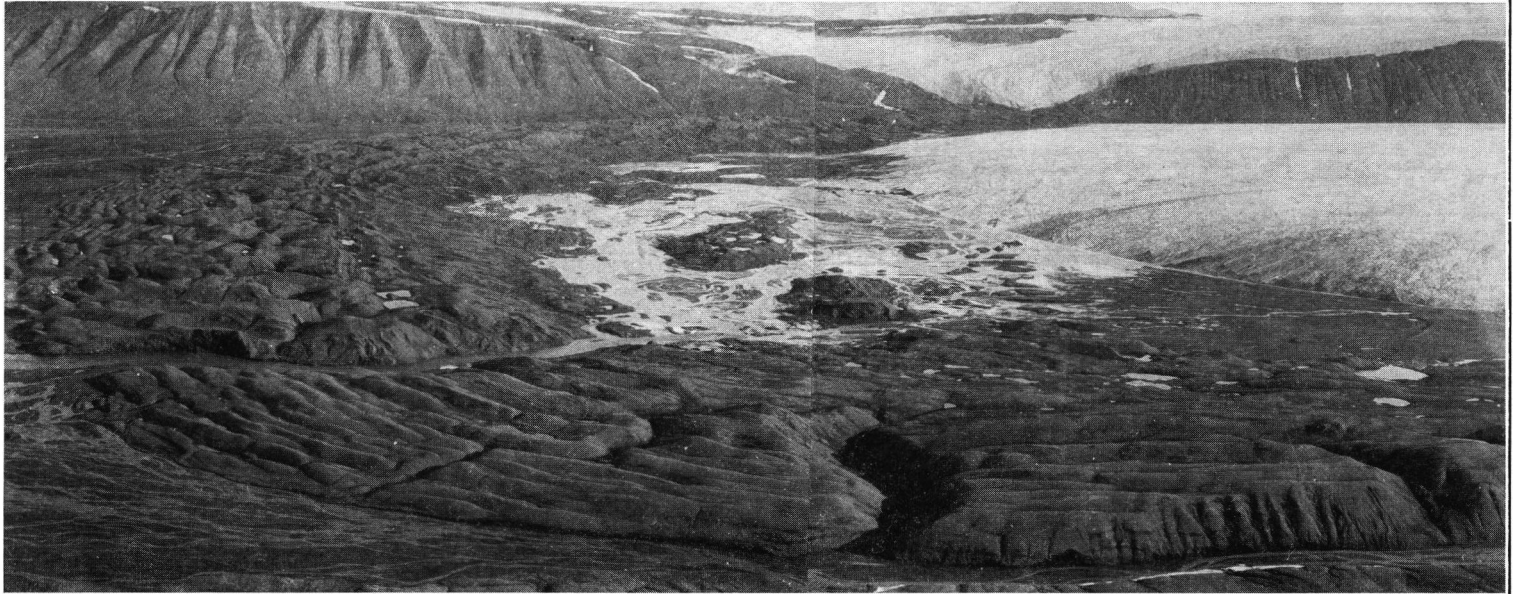


Abb.2. Usher-Gletscher Ost-Spitzbergen. Blick über den 4 km breiten Gletscher aus etwa 450 m Höhe. Links Sander. Bogenförmige Stauchmoräne (teilweise Meeres-Absätze), auf deren Innenrand hinten eine Satz-Endmoräne aufgesetzt ist. Aus dem weithin von Wasser bedeckten Innensander ragt eine zweite Stauchmoräne auf, die in Längsrichtung gesehen wie Inseln aussieht. Vor der Eisstirn keine Endmoräne, aber rechts, dicht vor dem Eisrand, eine Quelle inglazialen Wassers, die zwei Bäche speist. Der Schutt auf dem Innensander vorne rechts ist vom Randbach des Gletschers angefrachtet; er besteht daher aus Hangschutt mit Grundmoräne-Anteil. GRIPP 1929, Taf. 29, Abb. 3 neu gedeutet.

## T a f e l III

Abb. 1. Penck-Gletscher Spitzbergen. Links hochragend und grau erscheinend das Eis. Davor zum Fjord rechts hin abfallend die Stauchwälle, teils Sander-, teils Meeres-Absätze. (GRIPP 1929, Taf. 21, Abb. 3.)

Abb. 2. Penck-Gletscher Spitzbergen. Vor der hoch aufgestiegenen Eisfront liegen Stauchmoränen-Wälle. Wasser, die von der Eisoberfläche kommen, haben die austauende Grundmoräne zerspült und in der Stauchmoräne das Anfangsstadium eines Hochsanders aufgeschüttet. GRIPP fot. 1927.

Abb. 3. Endmoränenvertreter Frederikshaab Isblink SW-Grönland. Die Oberfläche des Eises (Vordergrund) ist niedergeschmolzen. Der Sander hat seine Höhe behalten. An der dadurch entstandenen Steilwand ist dunkles Toteis zu sehen, bei dessen Schmelzen Sand in die Tiefe rutscht. Reste der Grundmoräne in der Steilwand. Siehe auch GRIPP 1952, Taf. 4.



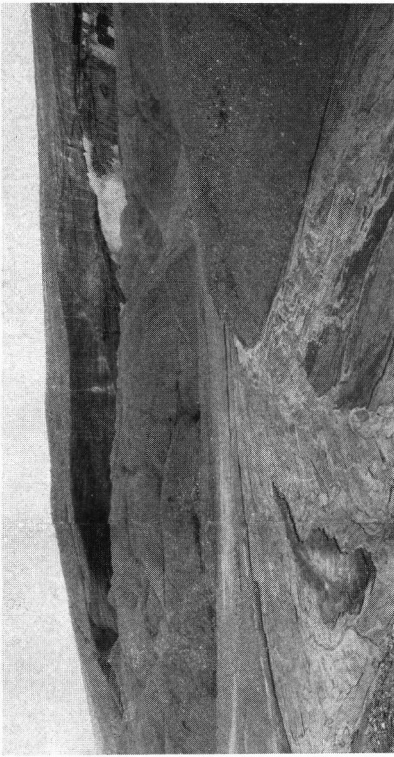


Abb. 2



Abb. 1

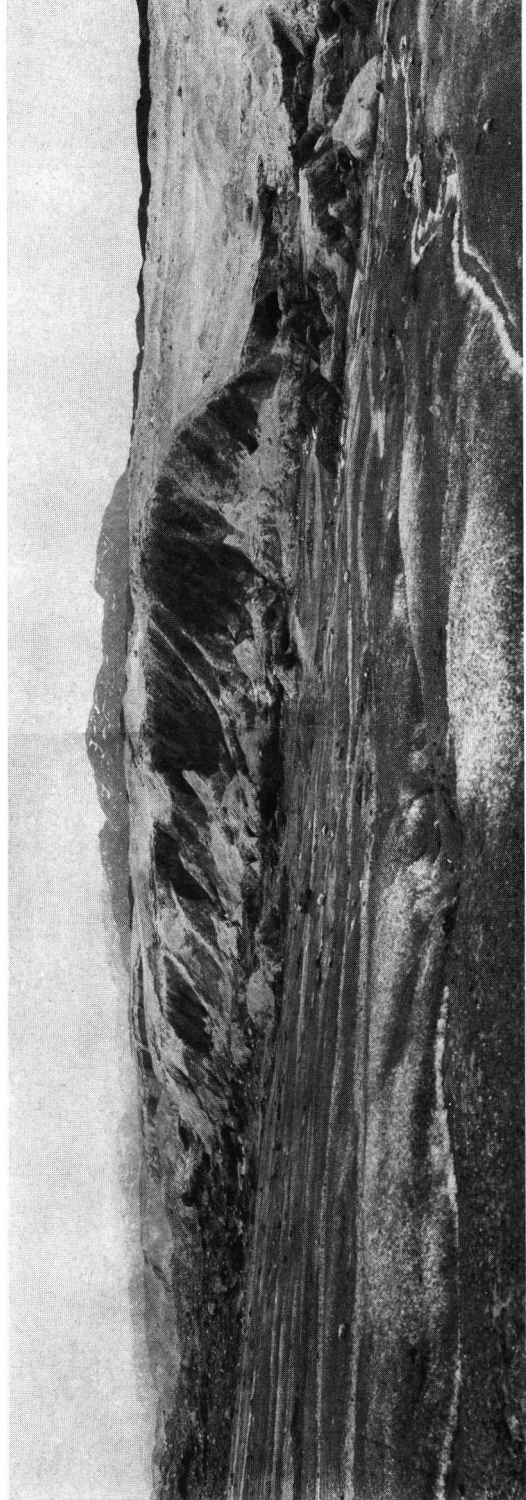


Abb. 3

## T a f e l I V

Abb. 1. Eiskarst-Quelle Frederikshaab Isblink SW-Grönland. Aus tief eingesenkter Eisstirn tritt das Schmelzwasser nicht durch ein Gletschertor, sondern als Karstquelle aus. Links Oberfläche des Gletschers. Das Wasser zerschmilzt die tiefste Eislage zu Blöcken. Wo diese übersandet abschmelzen, entstanden wie im Vordergrund, Toteissenken. Der inglaziale Bach hat die Grundmoräne fortgespült, jedoch im Hintergrund ist sie zwischen Gletscher und Sander erhalten. GRIPP 1952, Taf. 2, Abb. 1.

Abb. 2. Grönfjord-Gletscher Spitzbergen. Nach starkem Regen steigt der Wasserspiegel im Eis und Wasser spritzt aus sonst wasserfreien Öffnungen. Das Wasser wird dabei etwas erwärmt, wodurch um die Sprudel herum Schalen an der Oberfläche des Eises entstehen. Links Sprudel-Becken mit drei Abflüssen, rechts davon Schmelzwasserbach auf der Oberfläche des Gletschers. Vordergrund: innerster Teil der Stauchmoräne, aus GRIPP & TODTMANN 1926, Taf. 5, Abb. 2.



Abb. 1

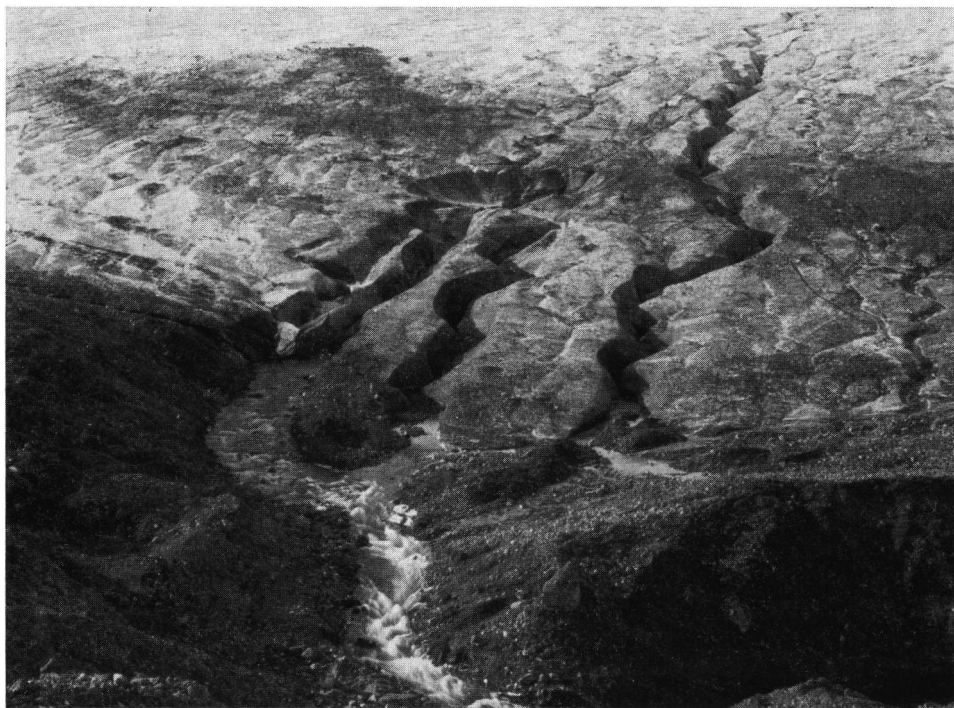


Abb. 2

## T a f e l V

Wirkung fließendes Eises. Ujaragssuit Godthaab-Distrikt SW-Grönland. Ein kleiner Seitengletscher floß in das Fjordtal. Seiner abtragenden Wirkung widerstand ein an zähem, verfilztem Amphibolit reiches Gestein. Die Stoß-Seite wurde gerundet: Abb. 1.

Oben auf dem Hindernis zerbrach das Eis. Vermehrtes Schmelzen an der erheblich größeren Oberfläche des Eises und Zufluß aus benachbarten Oberflächen-Bächen erzeugten Wasserfälle. Durch diese entstanden auf der Leeseite des Rundhöckers Strudellöcher: Abb. 2.

Dies Beispiel zeigt, was geschehen wäre, wenn das Inlandeis eine Endmoräne aus lockerem Gestein überschritten hätte. Abb. 1 zeigt ferner, daß Spaltenfrost Klüfte erweiterte und sogar große Gesteinsstücke herausfrieren ließ. GRIPP, fot. 1930.



Abb. 1



Abb. 2

## Tafel VI

Abb. 1. Duckwitz-Gletscher Barents Insel Ost-Spitzbergen. Blick eiswärts über die Nord-Flanke der Eiszunge. Zwischen 1900 und 1919 war der Gletscher über 5 km weit vorgedrungen. Dabei hatte er eine weitgehend gefrorene sandige Stauchmoräne zur Seite geschoben (links im Bild). Rechts senkrecht stehende Eislagen. Weiter hinten ist das Eis über Felsbuckeln zerspalten. Vorne Eisschmelze und Schlammwerdung der Grundmoräne. GRIPP 1929, Taf. 31, Abb. 1.

Abb. 2. Usher-Gletscher Ost-Spitzbergen; Innensander und Eisrand. Die gewölbte Eisstirn schwindet durch Tauen. An deren Fuß angespülter Schutt schützt das darunter gelegene Eis. Nur durch verschieden starkes Schmelzen entsteht der Knick zwischen freiem und bedecktem Eis, nicht als Grenze zwischen totem und fließendem Eis. Es erscheint möglich, daß das Eis unter dem Innensander noch fließt, aber das Schmelzen den Zufluß aufzehrt. Der radiale Verlauf senkrechter, schuttführender Scherflächen oder Spalten dürfte die Folge einer Aufragung des Untergrundes sein. GRIPP 1929, Taf. 30, Abb. 3.



Abb. 1



Abb. 2

## T a f e l V I I

Abb. 1. Hochsander, Hoheneichen bei Rastorf östlich Kiel. Neben einer Stauchmoräne haben Oberflächen-Bäche, die den Eisrand queren, die steilstehende Grundmoräne zerspült. Eisoberfläche und Sander wuchsen gleichzeitig aufwärts. Die kleinen Bäche schütteten flache Sandkegel übereinander; nach Farbaufnahme von Frau Dr. GRIPP-SATOW.

Abb. 2. Recherche-Gletscher Spitzbergen. Schmelzwassersand-Ebene auf Eis mit zahlreichen Toteis-Senken. Hinten Eis-Steilwand in Gletscherstirn, vermutlich auf Felsbuckel aufgleitend. Vgl. GRIPP 1929, S. 201.



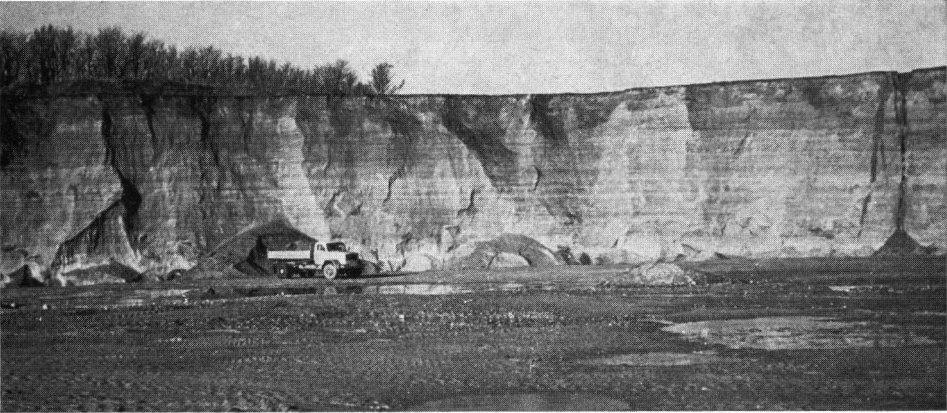


Abb. 1



Abb. 2

## T a f e l V I I I

Abb. 1. Senke über gering verschüttetem Eis, das oberhalb des Grundwasserspiegels schmolz. Rechts und links an Verwerfungen, die außerhalb des Bildes lagen, schräg gestellte Schmelzwassersande. In dem Maße wie die Senke entstand, wurde sie von Solifluktions-Schutt angefüllt. Außenrand der Endmoränen-Zone C bei Wester Bjerg südwestlich Fjältring Nord-Jütland; nach Farbaufnahme von Frau Dr. GRIPP-SATOW.

Abb. 2. Tieftau-Senke unterhalb des Grundwasserspiegels entstanden. Unterhalb des Bohrgestells bis zum rechten Bildrand Bruchwaldtorf in gleichbleibender Mächtigkeit, also nach dem Tieftauen gewachsen. An dessen Basis Schilftorf. Die Lage mit Trockenrissen und dahinter die glatte Wand; rechts = Oberer Faulschlamm. An dessen Basis Seggentorf. Darunter grau, nach links auskeilend, Unterer kalkhaltiger Faulschlamm. Zu unterst Wechsellagerung von eingeschwemmtem Sand und Faulschlamm. Rutschflächen in den unteren Ablagerungen sowie die geneigte Lage ursprünglich waagrecht entstandener Sedimente bezeugen das Schwinden eines zur Hauptsache rechts außerhalb des Bildes gelegenen Klotzes verschütteten Eises. P. FESER fot., GRIPP in A. RUST, Grabung Meien-dorf 1937.

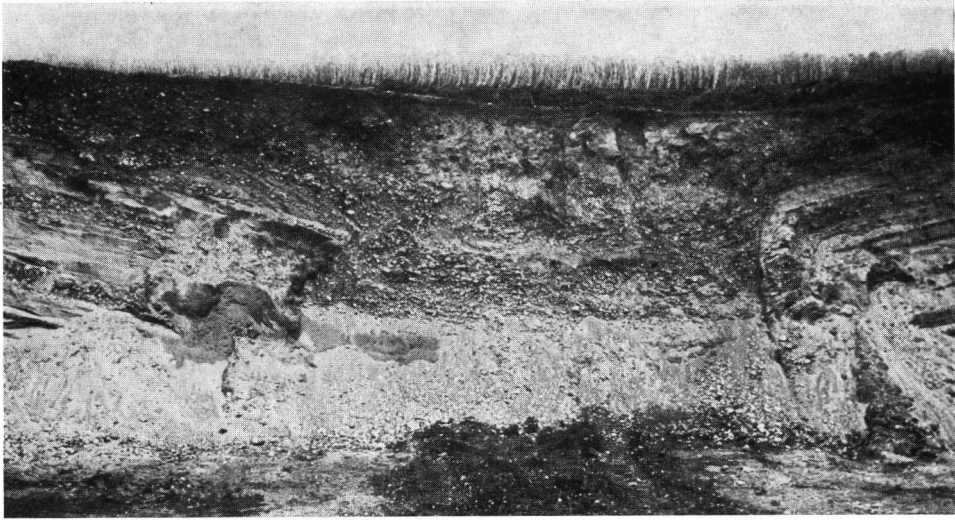


Abb. 1

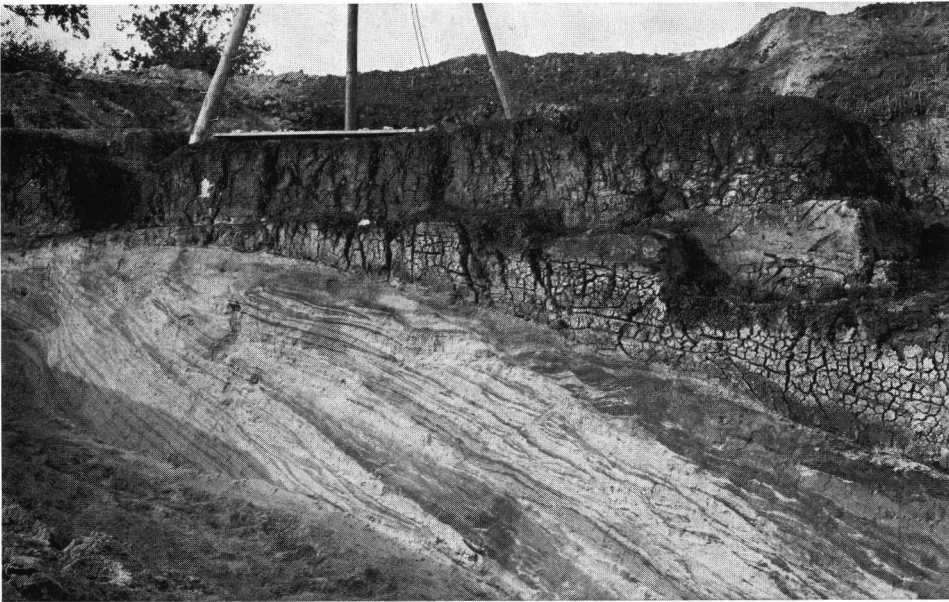


Abb. 2