

Über die Entstehung der Fjorde

Untersucht am Bokn-Fjord (Südwest-Norwegen)

Von KARL GRIPP, Kiel

Mit 10 Abbildungen

Zusammenfassung. Die Auffassung, Fjord-Komplexe in meeresnahen Gebirgen seien allmählich durch rückschreitende Wirkung der Abflüsse des Inlandeises bzw. der Plateau-Gletscher entstanden, trifft nicht zu. Im Bokn-Fjord-Komplex sind neben den Spuren riß- und eemzeitlicher Abtragung, solche der Würm-Vollvereisung und lokaler Vergletscherungen sowie der späten Abflüsse der Plateau-Vereisungen zu unterscheiden.

Résumé. L'ensemble d'un fjord dans les montagnes proches de la mer n'est pas originaire seulement d'un creusement lent et rétrograde de glaciers nourris de l'inlandsis. La morphologie du Bokn-Fjord sensu lato permet de retrouver les traces de la glaciation rissienne, de l'abrasion éemienne et, du temps de la glaciation würmienne, la pléniglaciation, des glaciations locales et des glaciers d'âge différent descendants des restes de l'inlandsis würmien.

1. Der Begriff Fjord

Als Fjord wird bezeichnet eine von fließendem Eis erzeugte und von Meerwasser erfüllte Senke. So oder ähnlich steht es in den Lehrbüchern. Das Eis erzeugte Senken teils unter dem Inlandeise, und zwar an Orten mit geringer Festigkeit des Felsgesteins. Solche Eintiefungen sind inmitten des Landes als Seen erhalten. Nur an Küsten sind sie — vom Meere überflutet — zu Fjorden geworden, z. B. der Gullmar Fjord (SW-Schweden). Das Meer drang teils gleich mit dem Schwinden des Eises in die Hohlform ein, teils erst nach Anstieg des Meeresspiegels in zunächst dort entstandene Seen.

Fjorde im engeren Sinne sind überwiegend von Gletscherzungen erzeugt worden, die vom Rande eines vereisten Gebietes ausgingen. Dabei bedingt einen wesentlichen Unterschied, ob das Gefälle gering oder steil war.

Bei geringem Gefälle und Eisbewegung in Locker-Gesteinen entstanden die Fjorde Dänemarks und die Förden Schleswig-Holsteins. Infolge der lebhaften Dynamik in der Randzone des Inlandeises wurden hier in den ausgeschürften Becken neue Formen (z. B. Stauchmoränen) geschaffen, oder sie wurden nach vorübergehender Toteis-Füllung mit Schmelzwassersanden mehr oder weniger ausgefüllt.

Anders in Felsgestein bei geringem Gefälle. Hier wurde beim Abschmelzen des Eises dessen Randzone verhältnismäßig schnell zurückverlagert. Aufschüttungen des Eisrandes traten einander annähernd parallel und in großer Zahl hintereinander auf.

Wo aber Gletscherzungen bei starkem Gefälle über Felsgrund niederglitten, entstanden an steilwandigen Tälern reiche Fjord-Komplexe. Nahe der Küste von West-Norwegen erreichen Teile von ihnen auf weniger als 10 km Entfernung ein Gefälle von 1500 m. Überall, wo nahe dem Meere derart hoch gelegene Eismassen auftraten, entstand diese Fjordlandschaft (Grönland, Alaska, Chile u. a.). Einem solchen verzweigten, z. T. tief eingeschnittenen Fjordkomplex gelten die nachfolgenden Erörterungen.

2. Bisherige Anschauungen über die Entstehung verzweigter Fjorde

Die Entstehung der an engen, steilwandigen Armen reichen Fjordgebiete wurde bislang unterschiedlich gedeutet. Die einen sahen als Erzeuger Eismassen, die in tektonischen Senken abfließen und diese nur wenig eintieften¹⁾, so DE GEER und VON KLEBELSBERG (1948, 360) für Hardanger- und Sogne Fjord.

Demgegenüber vertreten andere Glaziologen die Anschauung, *fluviatile* Erosion habe jene Täler weitgehend vorgebildet, das Eis aber hätte sie relativ wenig nachgeformt. So schrieb VON KLEBELSBERG noch 1948, 354: „Die Annahme, der Trog wäre in ganzer Tiefe und Breite erst durch den Gletscher erodiert worden — kommt heute wohl überhaupt nicht mehr ernstlich in Frage.“ — Eine letzte große *fluviatile* Eintiefung soll das Tal bis in den Trogschluß präformiert haben. Hingegen vertraten (HEIM 1919, 372), AHLMANN (1919), die Fjorde seien einschließlich ihrer Übertiefung durch Eisfluß entstanden (KLEBELSBERG 1948, 361, 369). FLINT (1957) hält eine abwechselnde Einwirkung der genannten Faktoren für möglich.

Bisher ungenügend beachtet blieben die Fragen: Sind die Arme eines Fjordkomplexes auf gleiche Weise entstanden, oder lassen sich morphologische Unterschiede auffinden, und ferner: sind die Fjordarme während einer einzigen oder mehreren Vereisungen entstanden? Bei dem Bemühen, eine Übersicht über das Geschehen am Rande der würmzeitlichen nordischen Vereisung zu erlangen, wurde die Bokn-Fjord-Gruppe in dieser Hinsicht näher betrachtet. Von den Kosten der Untersuchungen im Gelände trug die Deutsche Forschungsgemeinschaft einen wesentlichen Anteil. Hierfür sei auch an dieser Stelle gedankt.

3. SW-Norwegen vor und während der quartären Vereisungen

Der breite mio-pliozäne Schuttgürtel vor dem Südrand Skandinaviens läßt eine Heraushebung Nord-Europas zu jener Zeit vermuten. Entsprechend dürfte Fluß-Erosion das Abtragungs-Gebiet zerschnitten haben. Den pliozänen Schutt kennzeichnen Granite, Quarze, quarzreiche Metamorphite, cambrische Quarzite und ordovicische Hornsteine. Kreide und Flinte fehlen darin. Die Kaolinisierung des Schuttes ist auf zweiter Lagerstätte erfolgt. Während der nachfolgenden Vereisungen müßten Eisströme jene Täler erweitert und in meeresnahen Hochgebieten Eiszungen, die vom restlichen Inlandeis ausgingen, schmale Täler eingeschnitten haben. Fjord-Komplexe wären demnach aus nacheinander entstandenen und hintereinander gereihten Zungenbecken hervorgegangen. Falls SW-Norwegen während mehrerer Vereisungen Hochgebiet war, sind die am Ende einer Vereisung entstandenen Gletscherträge somit erst bei der folgenden Vereisung Bestandteil der Vergletscherung des Gesamt fjordes geworden. Hieraus ergeben sich folgende Fragen:

- a) Gibt es Kennzeichen für eine Altersfolge der Teile eines Fjord-Komplexes?
- b) Können diese erdgeschichtlich ausgewertet werden?

4. Der Bokn-Fjord-Komplex

Aussagen über den Bokn-Fjord und Umgegend ergaben die topographischen Karten und die Seekarten sowie Beobachtungen im Gelände. Der Fjord ist etwa 15-armig, mißt in W—O-Richtung 70 km und wird quer dazu bis 80 km breit. Die Verzweigungen, im N in N—S-Richtung verlaufend, schwenken im NO zunehmend in die Richtung NO—SW um. Im Süden aber, im Högs- und Gands-Fjord, wird zunehmend süd-nördlicher Verlauf erreicht. Die Fjordarme sind in Gelände unterschiedlicher Höhe eingeschnitten. Es steigt das umgebende Gelände heute von 30 m im W bis 1300 und 1600 m im O an. Wir werden sehen, daß dieser Umstand Unterschiede bei der Entstehung der Fjordarme bedingt.

1) Die abtragende Wirkung fließenden Eises wird hier als *Evsulsion* (*evellere* = herausreißen), die des fließenden Wassers einschließlich der Gletscherwässer als *Erosion* bezeichnet. Die Untergrenze der Erosion durch fließendes Wasser wird annähernd durch die Lage des tiefstgelegenen Wasserspiegels bestimmt. Die Tiefe der *Evsulsion* aber ist vom Grund- oder Meeres-Wasserspiegel unabhängig. Da sich in zeitweise vereisten Gebieten Zeiten des Wasser-Durchflusses mit Zeiten des Eisflusses ablösten und dadurch die Art der Abtragung des anstehenden Gesteines und die Art der Anhäufung neuer Absätze wechselte, erscheint es nötig, zwischen *Erosion* und *Evsulsion* zu unterscheiden. *Evsulsion* ist der Oberbegriff für *Deterision* (Gletscherschliff), *Detraktion* (splitternde Aushebung) und *Exaration* (Aufpflügen in Lockergesteinen).

4.1. Der niedrige Küstenbereich

Karmøy und Teile des östlich anschließenden Landes entsprechen einer Fastebene in 30—90 m Meereshöhe. Aus ihr ragen Härtlinge höher auf. Senken und Uferverlauf der Seen sind von der Struktur des Untergrundes abhängig. Diese Fastebene greift allem Anschein nach weit in den Bokn-Fjord-Komplex hinein: In schmaler Ausbildung auf Austre Bokn, deutlich auf Fosnøy, Ognøy, Stong + Toftøy, vielleicht beiderseits Hinderavaagen, Foldøyini und nördlich davon um Hebnes, weiter auf den Westseiten von Sjernerøy, der nördlichen Talge-Insel, Finnøy, Rennesøy, um Utstein-Kloster und alsdann Nord-Jaeren und die Inselgruppe Kvitsøy im Süden von Karmøy. Diese Einebnungsfläche erstreckt sich allem Anschein nach bis an das Südende des Sands-Fjordes, also weit nach Osten. Sie bildet eine ringförmige Zone im Fjord-Komplex. Im W ist sie breiter als im Innern des Fjord-Komplexes. Die Oberfläche dieser felsigen Fastebene ist unruhig gestaltet. Es fehlen im allgemeinen lockere Böden, wie sie auf postglazialen Meeresterrassen verbreitet sind. Die Fastebene ist daher schwach besiedelt.

Für Rennesøy gab H. KALDHOL (gemäß HOLTEDAHL 1953, S. 692) eine Einebnungsfläche in 98 m Meereshöhe an. Ebendort S. 1036 wird erwähnt, daß L. DALE nördlich von Bergen eine Einebnung im Niveau der Strandflats weithinein in Täler, die blind enden, verfolgen konnte.

4.1.1. Das Alter der Fastebene

Auf dieser Einebnungsfläche liegt bei Sandnes gemäß FEYLING-HANSSSEN (1970) eine Schichtfolge aus:

oben 3. Jüngere Eisabsätze (Grundmoräne)

2. Meeresabsätze, die auf 20—100 m Tiefe hinweisen und dem Alter nach BROTZEN's Götaelv-Interstadial, gleich dem Jüngeren Dösebacka-Ellesbo-Interstadial von HILLEFORS, entsprechen

1. Grundmoräne und periglazialer Boden.

Hierunter erst folgt die Einebnungsfläche Nord-Jaerens. Diese ist älter als zwei Vorstöße der Würm-Vereisung, wahrscheinlich sogar älter als diese Vereisung. Die Karmøy-Jaeren-Ebene wird zumeist als ein Teilstück der Strandflats angesehen. Es ist noch umstritten, ob sie durch Meeres-Abrasion oder als Fußteil einer Hangvergletscherung (HOLTEDAHL 1953, 1035) entstanden ist. Hier wird sie der Einfachheit halber als eemzeitlich bezeichnet, was bedeuten soll: während der Eemzeit schon vorhanden.

Wenn die Fastebene von Karmøy zur Eemzeit bestand, so wird deren Fortsetzung in den Bokn-Fjord hinein bezeugen, daß dieser Teil des Fjordes vom Alter des Riß oder älter ist. Durch die Last des würmzeitlichen Inlandeises wird die Einebnungsfläche in die Tiefe gedrückt und nach Schwinden dieser Eislast wieder aufgestiegen sein. Dabei dürfte sie annähernd die gleiche Höhenlage wie zur Zeit der Entstehung eingenommen haben. Der Nachweis der rißzeitlichen Ausdehnung des Fjordes erscheint somit gelungen. Leider war es mir nicht möglich, an den zumeist schwer zugänglichen Inseln und Buchten das Verhältnis von eemzeitlichen zu nahezeitlichen Strandebenen zu untersuchen. Wichtig ist, daß wir durch die Karmøy-Jaeren-Einebnungsfläche in der Lage sind, einen älteren, vermutlich rißzeitlichen Teil des Fjordes von einem jüngeren, würmzeitlichen zu trennen.

Unterstützt wird diese Anschauung durch den Nachweis einer eemzeitlichen Flora in einem vom Inlandeis überformten Tal zu Fjösanger südlich von Bergen (MANGERUD 1970). Es handelt sich um vom Würm-Eis gestörte Absätze örtlicher, teilweise mariner Herkunft. Diese wurden 10—15 m oberhalb des heutigen Meeresspiegels angetroffen. Ein Stückchen Tongytje daraus enthielt 70 % Baumpollen, davon 40 % *Pinus* und 26 % *Picea*. MANGERUD führt die Gründe an, die gegen eine Deutung als Brörup-Interstadial sprechen.

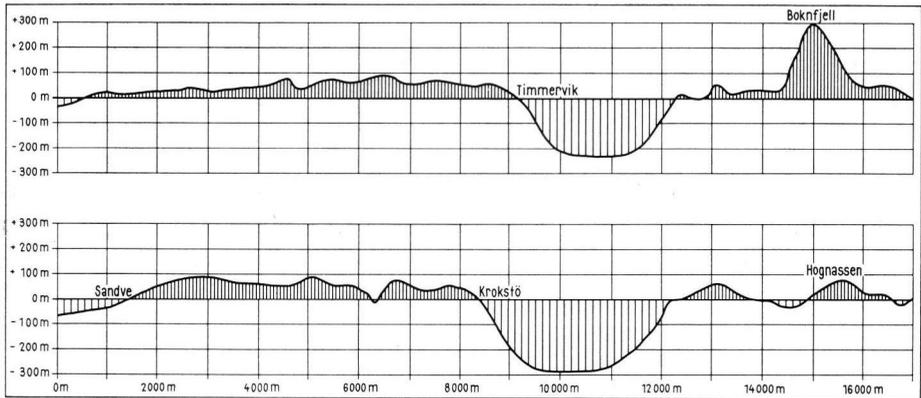


Abb. 1. Querschnitt durch die Fastebene von Karmøy (links), den Karmsund und weiter östlich anschließende Einebnungsflächen.

Da das Verhältnis der Pollen mit der des späteemzeitlichen Waldes in Dänemark übereinstimmt, nimmt MANGERUD für sein Material ein gleiches Alter an. Somit ist dort für die an die Karmøy-Einebnungsfläche anschließende morphologische Zone der würmzeitlichen Inlandeis-Formen eine vorangegangene rißzeitliche Fjordbildung gesichert. Wir werden später sehen, daß die nachfolgende Inlandeis-Decke auch anderen Orts keine erhebliche morphologische Wirkung gehabt hat.

Noch ein weiterer morphologischer Grund ist vorhanden, für den westlichen Teil des Bokn-Fjord-Komplexes ein Alter älter als die Würm-Vereisung anzusetzen. Dies sind die Täler von Karmsund und Gandsfjord. Beim letztgenannten handelt es sich um eine tektonisch angelegte Senke (FEYLING-HANSEN 1966). Aber beide Fjorde weisen nach den Seekarten jene Trogforn auf, wie sie ein Gletscher hinterläßt. Aber bei beiden ist kein Einzugsgebiet für einen solchen vorhanden. Zudem fehlt bei dem Gandsfjord-Gletscher weitgehend die linke Flanke. Morphologisch gesehen liegen Gletschertröge vor, bei denen der obere Teil der Flanken beim Gandsfjord einseitig, beim Karmsund zweiseitig abgetragen ist (Abb. 1 u. 2). Dies geschah ersichtlich durch die vorwürmzeitliche marine Einebnung. Trifft diese Deutung zu, so handelt es sich bei den beiden Fjorden um Reste der rißzeitlichen Vergletscherung.

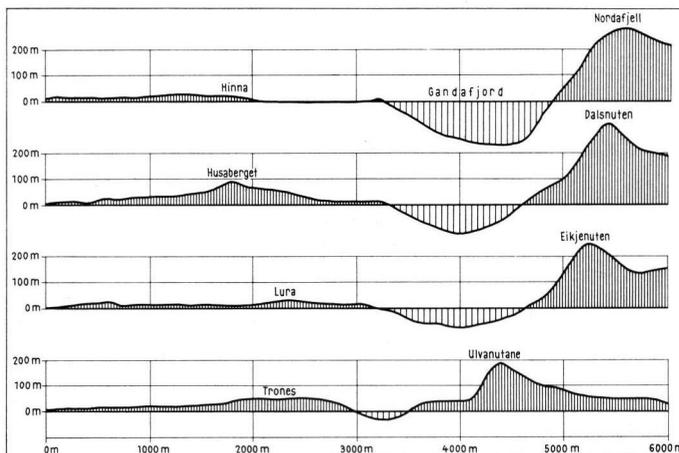


Abb. 2. Querschnitt durch Nord-Jaeren und den Gands- oder Ganda-Fjord.

Das Schicksal dieser rißzeitlichen Gletschertröge könnte gewesen sein:

1. Rißzeitlich primäre Ausschürfung.
2. Nach Schwund des Eises teilweise Auffüllung durch eemzeitliche Meeresablagerungen.
3. Eemzeitliche marine Absätze vom würmzeitlichen Inlandeis weitgehend entfernt.
4. Toteis-Füllung bis in die Spätwürmzeit, deswegen nicht vom marinen Sandnes-Interstadial ausgefüllt.
5. Durch Toteis-Schwund Reste der Gletschertröge erneut erschienen.

Da würmzeitliche Zuflüsse vom Inlandeis her oder lokale Gletscher für die Entstehung jener beiden Fjordteile nicht in Betracht kommen, dürften auch sie als Reste einer vorwürmzeitlichen Vereisung anzusehen sein.

4.2. Zone der riß- und würmzeitlichen Inlandeis-Bedeckung

In dem Gebiet zwischen den im NW gelegenen Fjord-Armen Karlsund und Skjolda Fjord steigt die Landschaft bis 300 und 400 m Meereshöhe auf. Tiefe, in N—S-Richtung verlaufende Täler sind teils vom Meere, teils von Seen erfüllt. Beide Gewässer weisen einen unruhigen Verlauf der Ufer auf. Die Talwände sind kurvenreich und schwächer geneigt als die der weiter landeinwärts gelegenen U-förmigen Täler. Als Beispiel sei auf das Seengebiet und den Verlauf der Fjord-Ufer zwischen Förlands- und Skolda Fjord (Bl. Nedstrand 1 : 50 000) hingewiesen. Das Alter der Landschaft ist durch die in dieser morphologischen Zone gefundene eemzeitliche Gytte von Fjösanger belegt. Das Gebiet ist somit spätestens rißzeitlich geformt, periglazial überformt, dann vom würmzeitlichen Inlandeis überzogen worden. Dies scheint ohne Randlagen zu hinterlassen, also als ruhendes Eis, abgeschmolzen zu sein.

Außer auf das wärmere Klima in Meeresnähe geht das Stagnieren des Eises zurück auf das mit dem Schwinden des Inlandeises dort beschleunigt eingetretene Nachlassen des Eiszuflusses.

4.3. Zone der Lokal-Vergletscherungen

Weiter gegen Osten, in Höhen über 400 m, beiderseits der zwei Arme des Vinda-Fjordes (Bl. Vikedal 1 : 100 000) finden wir eine aus vier Grundformen bestehende Landschaft:

a) zu höchst und zumeist inselartig, von breiten Tälern umgrenzte Hochgebiete mit zahlreichen Seen. Abb. 3 gibt das Hochgebiet östlich von Sandeid wieder (580—950 m),

b) eine von den vorerwähnten Bereichen zumeist durch Steilhänge begrenzte Stufe in 350—500 m Meereshöhe. Darin liegen zahlreiche Moore und einzelne, zumeist größere, unregelmäßig begrenzte Seen. Diese Gebiete grenzen mit steilen Hängen an breite Täler.

Beispiele: 1) um Eivindaasen (445 m), 5 km nördl. von Sandeid

2) um Smöraasen (444 m) im Winkel zwischen Vinda- und Sandsfjord, südlich des Hochgebietes mit dem Grytenut (863 m),

c) Die erwähnten Talungen sind 1—2 km breit, weisen ein schwaches Gefälle und steile, geradlinig verlaufende Wände auf.

Beispiele: Das Tal zwischen Sandeid und Oelen (Bl. Vikedal 1 : 100 000), das Tal von Sandeid zu dem unter 4.3 b erwähnten, mittelhohem Gebiet von Eivindaasen; das Tal von Vikedal nach NNO und das Tal Vatsvatnet—Sandeidfjord mit dem Gjerdesdal Vatn. Da auch noch ein solches Tal von Sandeid nach Osten verläuft, enden also 5 derartige Täler an dem nur 9 km langen Sandeidfjord.

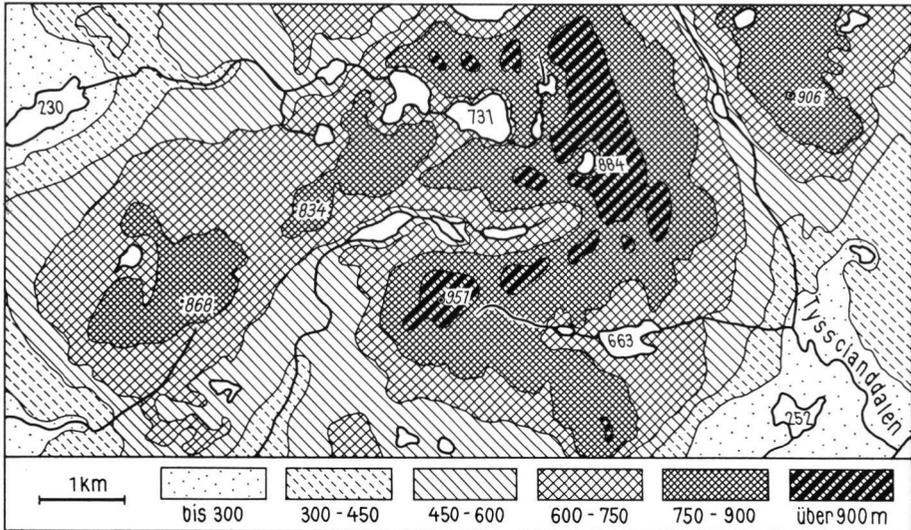


Abb. 3. Von Kar-Gletschern zerschnittene Hochfläche östlich von Sandeid Bl. Vikedal 1 : 100 000.

d) Die vierte Grundform findet sich im NO von Bl. Vikedal, im Hochgebiet zwischen 650 und 1100 m. Dort kreuzen sich mehrere der unter c) genannten Täler. An ihrem Grunde liegen zahlreiche, unregelmäßig begrenzte Seen. Auf den östlich anschließenden Blättern Sauda (1 : 25 000) und Suldalsvatnet finden wir entsprechende Täler etwa 500 m tief eingeschnitten.

Bei allen angeführten Tälern handelt es sich um Gletschertröge. Die derart belegten Gletscher waren aber nicht randliche Zungen des Inlandeises bzw. der davon übriggebliebenen Plateau-Vereisungen. Sie erweisen sich vielmehr als Reste selbständiger örtlicher Vergletscherungen durch steilwandige, zirkusartige Talschlüsse, den west—östlichen Verlauf solcher Lokal-Gletscher, z. B. Yrke-Fjord und schließlich durch das Hinterschneiden der Ost-Teile dieser Lokal-Gletscher durch vom restlichen Inlandeis ausgegangene Eiszungen. Das hierfür am leichtesten zugängliche Gebiet liegt bei Ropeid zwischen östlichem Vinda-Fjord und Sands-Fjord, westlich der Ortschaft Sand. Der Sands-Fjord ist hier 315 m tief. Sein westliches Ufer ist nur 500 m entfernt vom Ufer des Vinda-Fjordes. Dieser ist in 1,25 km Entfernung schon 357 m tief. 3 km vom Ufer entfernt erreicht er 495 m und zwei km weiter 700 m Tiefe. Dieser Fjordarm verdankt seine heutige Form einer nach W, zum Krossfjord geflossenen Eismasse. Im Anfangsstadium könnte dies ein Abfluß des damaligen Inlandeises gewesen sein. Zuletzt aber floß darin ein Lokal-Gletscher, der sich mit Gletschern, die von W und N kamen, vereinte.

Im Sandsfjord aber floß Eis, das aus dem Hylsfjord vom hoch gelegenen Rest des Inlandeises kam. Somit haben sich bei Ropeid zwei von einander unabhängige Vereisungsbereiche berührt. Die kräftigen Gletscherschliff-Rinnen (Abb. 4) auf der Südwand des Passes von Ropeid bezeugen, daß Eis vom Sands-Fjord in den Trog des Vinda-Fjordes geflossen ist. Die Richtung des Eisflusses bestimmte Herr Dr. HILLEFORS. Ob dieser seitliche Eisabfluß aus dem Sandsfjord bei eisgefülltem oder eisarmem bzw. eisfreiem Vindafjord geschah, bleibt unentschieden. Gesichert aber ist, daß sich hier zwei selbständige Vereisungsbezirke berührten.

Solches Hinterschneiden vom Eise geformter Täler finden sich ferner zwischen Hylsfjord und Suldalsvatn (Landenge 600 m breit, Höhe 250 m ü.d.M.), Erfjord und Jösenfjord (Landbrücke 800 m breit, Höhe rund 90 m ü.d.M.). Diese Vorkommen belegen, wie



Abb. 4. Südwand des Sandsfjord und Vindafjord bei Ropeid verbindenden Passes. Oberhalb der Bildmitte, waagrecht verlaufend tiefe Gletscherschliff-Rinnen von über Baumstamm-Breite. Rechts davon nach Erweiterung der Felsenge glatte Gesteinsoberfläche.

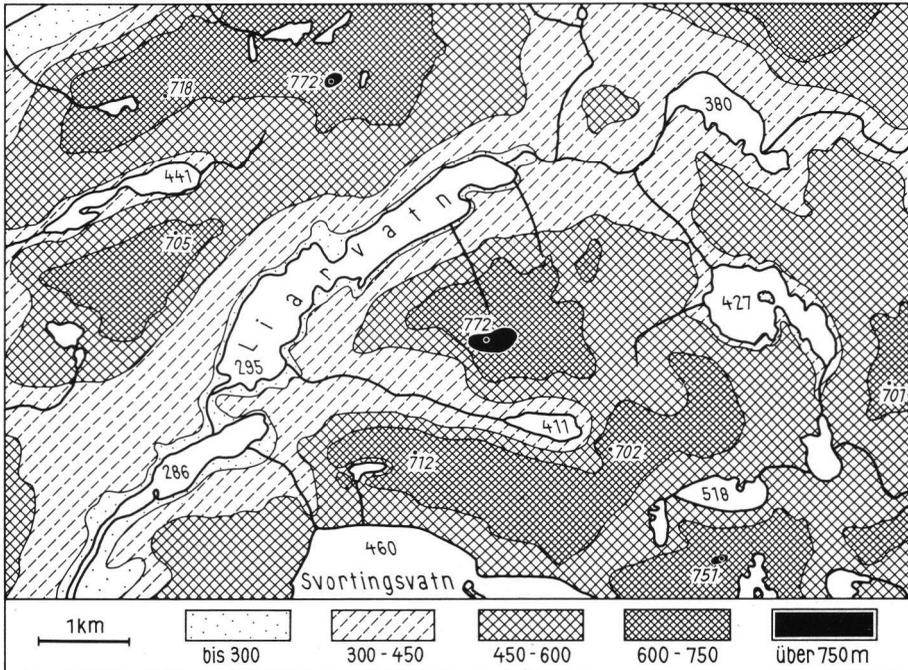


Abb. 5. Von Kar-Gletschern zerschnittene alte Hochfläche östlich von Jörpeland. Der kleine See in 411 m Höhe ist der Smaasildtjörn. Bl. Ombo 1 : 100 000 Südost-Ecke.

erwähnt, die Ost-Grenze selbständiger Talgletscher. Da von zirkusartigen Talschlüssen begrenzte Gletschertröge auch weiter südlich zwischen Aardals- und Lyse-Fjord auftreten (Abb. 5), dürfte eine Zone mit selbständigen Vereisungs-Zentren in 500—700 m heutiger Höhe vor der des restlichen Inlandeises gelegen haben.

Der Nachweis dieser Zone mit in mannigfachen Richtungen verlaufenden, einstmals eiserfüllten Tälern macht verständlich, daß es hier schwer ist, Eisrandlagen zu verfolgen. Weithin reichende, einander annähernd parallele Eisrandlagen wie im ostnorwegischen und schwedischem schwach geneigten Felsgebiet konnten hier nicht entstehen. Es ist sogar zu erwarten, daß gleichaltrige Moränenzüge einander gegenüberliegen. Vermutlich waren die langen Täler in dieser Zone (Vinda Fjord, Högsfjord) am Ende der Riß-Eiszeit entstanden als schmale Fjordtäler durch steilen Abfluß vom hochgelegenen Inlandeis her (siehe unter 4.4). Während der nachfolgenden Würm-Vereisung wurden sie im Höchststadium wegen geringen Eisflusses in der Tiefe wenig überformt, aber zur Zeit der Lokalvergletscherung durch beschleunigten Eisfluß verbreitert und vertieft.

4.4 Zone des letzten Inlandeises = Zone der Plateau-Gletscher

Blatt Jösenfjord (1 : 100 000) und besonders die neuen Karten (1 : 50 000) auf Luftbild-Unterlage wie Lysekammen und Blaa fjell geben ein ausgezeichnetes Abbild der vom Inlandeis hinterlassenen Formen. Ein felsiges Hochgebiet (über 1000 m) ist von einer Unzahl kleiner und größerer Seen bedeckt. Die Richtung der Achsen länglicher Seen und bis 12 km lange geradlinige Reihen von schmalen, einander bisweilen entgegengesetzt verlaufenden Tälern spiegeln den Bau des Felsuntergrundes wieder. In Richtung des Eisabflusses verlaufende breite und zunehmend tiefer eingeschnittene Täler waren die Zufluß-Rinnen für die am Rande dieser hochgelegenen Eisdecke bei steilem Gefälle sich tief einschneidenden schmalen Gletscherzungen. Diese bilden ein Charakteristikum der innersten Teile der norwegischen Fjord-Komplexe. Bei den lokalen Gletschern ist der Talbeginn ein geschlossener Halbkreis aus Fels. Bei den vom Inlandeis aus gegangenen tief eingeschnittenen engen Talgletschern ist kein Zirkus-Talschluß ausgebildet. Vielmehr schneiden sich in das vom Rest des Inlandeises bedeckte Plateau zunehmend tiefere Täler ein, 2—4 an Zahl. So ist es



Abb. 6. Das Ostende des Lysefjords. Das Meer endet an einer Aufschüttungsebene, diesseits des dunklen Felsriegels. Noch vor diesem mündet ein von Norden aus 900 m Höhe kommendes, über 9 km langes Tal. Im Hintergrund der 1027 m hohe Berg Dalaknuten. Rechts von ihm setzt sich das Lysedal noch 8 km weiter fort, bis 800 m Höhe hinauf.

bei Fra-, Lyse-, Jösen- und Sauda-Fjord sowie beim Suldals Vatn. Diese Täler setzen in 900—1200 m Höhe ein (Abb. 6 u. 7). Wo sich mehrere vereinigt haben, beginnt die Tiefenwirkung des Eises, die zu den 1000—2000 m tiefen und nur ebenso breiten Fjordtälern führte. Die Tröge der vom Inlandeis in Hochgebieten ausgegangenen Eisströme sind somit unschwer von denen örtlicher Gletscher zu unterscheiden. Die Tröge lokaler Vereisungen sind — abgesehen vom Ausgang — rings vom nackten Fels begrenzt gewesen und erhielten Zuwachs nur durch den auf ihnen niedergefallenen Schnee.

Den vom Inlandeis ausgegangenen Eiszungen floß oben Eis aus drei Quadranten zu. Da ihr Trog mit steilem Gefälle in schmalem Tal zum nahen Meere abfiel, wurde in ihnen das aus flachem Gelände in relativ dünner Decke heranfließende Eis zu einer 1—2 km hohen und 1—2 km km breiten und zeitweise 10 und mehr km langen Eismauer umgebaut. Deren Längsprofil rekonstruierte ANDERSEN (1954). Da sich der überwiegende Teil dieser Eismauer oberhalb des Wasserspiegels befand, lastete diese auf dem Felsuntergrund wahrscheinlich schwerer als das geringmächtige Inlandeis und schürfte entsprechend aus.



Abb. 7. Das Lysefjord-Tal oberhalb des Riegels und 2 km vom Ufer des Fjordes entfernt. Der Talboden ist vorne noch 500 m breit, verengt sich weiter oberhalb durch Felswand und Hangschutt zu einem v-förmigen Tal, das sich, wie bei Abb. 6 erwähnt, rechts von dem Berg im Hintergrund weit hinaufzieht.

Ein Parade-Beispiel für die Randgletscher des Inlandeises ist der Nebenarm des Jösenfjordes, Tötlandsvik genannt, 2 km lang, in Meereshöhe ca. 1 km breit. Dieser Fjord-Arm durchbricht einen, dem Jösenfjord parallel verlaufenden Höhenzug (450—750 m ü.d.M.). Diesem Fjord-Arm floß Eis offenbar von SW, E und NE zu und zwar aus mehr als 6 km Entfernung, aus Gebieten, die heute 500 m und mehr über dem Wasserspiegel des Fjordes liegen. Für den Seitenfjord wird gegen außen 322 m Tiefe angegeben. Der Jösenfjord weist vor der Mündung des Seitenfjordes Tiefen bis 664 m auf.

Die auf diese Weise entstandenen schmalen und tiefen sowie steilwandigen Täler unterscheiden sich von denen der lokalen Gletscher durch den Talbeginn, das starke Gefälle sowie die Enge und Tiefe des Querprofils. Bei einer Klimaverschlechterung rückte diese Eismauer in dem früher erzeugten Tal nur soweit in voller Höhe vor, wie ihr Einschnitt von der an

den Seiten vorhandenen Hochebene her Eiszufluß erhielt. Wo aber oberhalb der seitlichen Felswände keine Eisdecke mehr vorhanden war, also soweit wie das seitliche Gelände unterhalb der Firnlinie lag, dort blieb der seitliche Eiszufluß aus, und die Oberfläche der Eiszunge sank entsprechend ab. ANDERSEN (1956) hat aufgezeigt, wie weit in diesen Tälern das Eis des Ra-Stadiums vorgedrungen war. Es fragt sich, ob dieser Eisvorstoß die Täler neu eingeschnitten hat, oder ob dies nur im proximalen Teil der Gletschertröge geschah und deren äußerer Teil schon in früheren Stadien der Würm-Vereisung ausgefurcht wurde. Einen Beitrag zur Klärung liefern die beiden Tyssdals Vatn (Karten 1 : 100 000 Bl. Ombo und Bl. Jösenfjord).

An der Südost-Seite des Bokn-Fjord-Komplexes ist vom Wasser aus oberhalb des Ortes Tau die gewaltige Kerbe mit dem unteren Tyssdals Vatn sichtbar. Sie wird von 647 und 787 m hohen Bergrücken flankiert und setzt sich im Maalandsdalen nach Osten fort. Durch seine Form und durch das östlich anschließende Tal des oberen Storaani, das über Musdalen weit in das Gebiet der Inlandeis-Formen hineingreift, ist das untere Tyssdals Vatn Tal als ein Randtal des Inlandeises gekennzeichnet. Es wurde aber bald nach Rückverlagerung des Inlandeis-Randes nicht mehr benutzt, weil das steilere Gefälle zur Senke des in der Luftlinie nur 4 km entfernten Aardals-Fjordes während des nachfolgenden Ra-Vorstoßes des Inlandeises das Einkerbten einer neuen Eisrand-Gletscher-Rinne, nämlich des oberen Tyssdals Vatn ermöglichte. Diese liegt anscheinend in einem ehemaligen Zufluß-Tal des Unteren Tyssdals Vatn. Die Breite der Talung (1,5—2 km) zwischen dem Westende des Oberen Tyssdals Vatn und dem Aardals-Fjord läßt vermuten, daß ein lokaler Gletscher die trennende Felsmauer abtrug. Dadurch konnte hier der jüngere Abfluß des Inlandeises einen anderen Weg nehmen als zuvor. Diese Zweiteilung des Tyssdals Vatn-Abflusses läßt vermuten, daß der parallel verlaufende, gleichlange Lyse-Fjord nicht nur einmal, sondern mehrfach als Ablaufrinne des Hochlandeises benutzt wurde. In Abständen auftretende Verflachungen bezeugen Unterschiede in der Länge der Eiszunge.

Wir erkennen bei den Tyssdals-Tälern somit folgende Vereisungs-Phasen:

3. Oevre Tyssdals-Eiszunge vom Rande einer verkleinerten Inlandeis-Decke vorgestoßen. Nach ANDERSEN (1956) vom Alter der Ra-Moräne.

2. Wo vorher die Inlandeisdecke lag, tiefen sich lokale Gletscher ein, so auch beiderseits des Unteren Tyssdals. Einer dieser Talgletscher furcht sich vom Aardals-Fjord her im Tal des Storaani ein, schnitt das Zufluß-Tal des Unteren Tyssdals an und lenkte den vom Musdalen kommenden Oberlauf des Storaani zum Aardals-Fjord hinab.

1. Eine Zunge des damaligen Inlandeises, vom Musdalen her durch das obere Storaani-Tal abfließend, kerbte das Untere Tyssdal ein.

5. Auswertung der Seekarten

Nach Untersuchung der Landformen seien nunmehr die Seekarten zu gleichen Fragestellungen herangezogen. Hierbei können bislang nur Großformen gewertet werden. Dies gilt besonders für die Begrenzung einzelner Tröge durch Rücken, die Felsriegel oder Stirnmoränen oder nicht selten beides gleichzeitig gewesen sein können.

5.1. Die Hauptrinne des Bokn-Fjordes

Am Grunde der tiefen Rinne des Bokn-Fjordes sind Tröge bzw. Randlagen des Eises zu erwarten und zwar

- a) vom großen Talgletscher in der tiefsten Rinne und
- b) an den Enden von Fjordarmen älter als das Ra-Moränen-Stadium.

Die Hauptrinne des Bokn-Fjord-Komplexes beginnt nördlich der Insel Ombo mit der Vereinigung von Vinda-Fjord (400—500 m tief) und Jelsa-Fjord (500—700 m). Mit dem

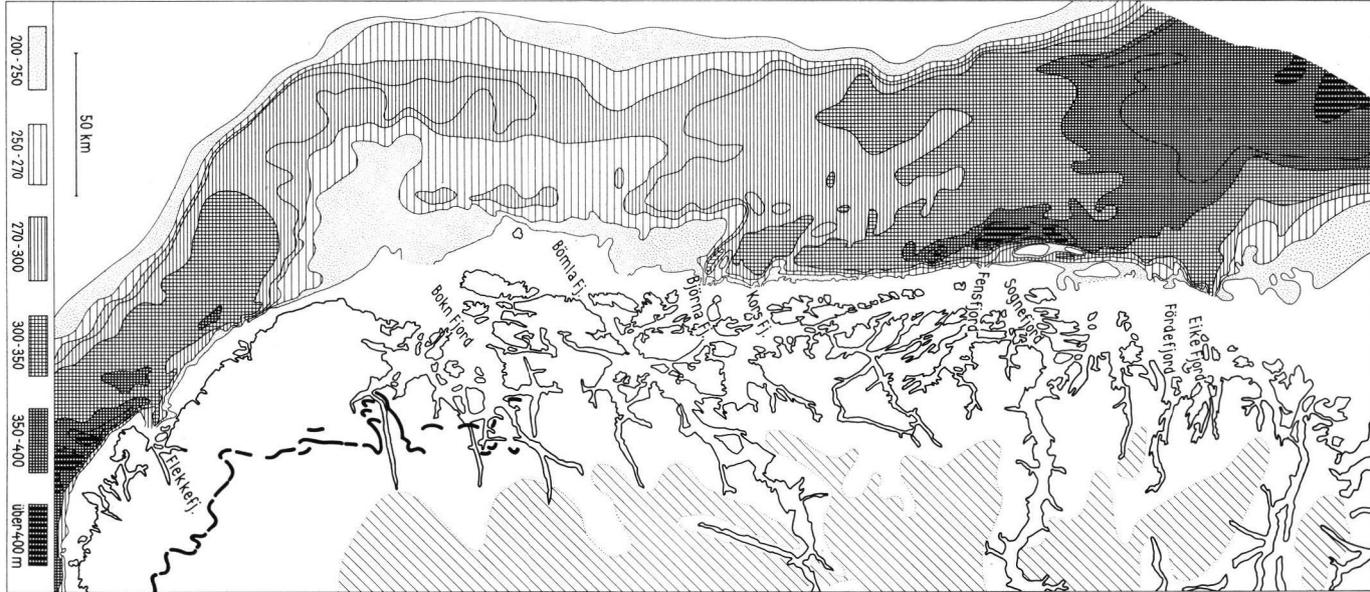


Abb. 9. Tiefenkarte der Norwegischen Rinne nach O. HOLTEDAHL 1940. Von dort an, wo aus den Gross-Fjorden der Norwegischen Rinne Eis zufließ, nimmt die Tiefe der Norwegischen Rinne ab und deren Haupttrinne wird nach Westen abgedrängt. Die Linie rechts auf dem Lande gibt den Verlauf der Ra-Moräne nach B. G. ANDERSEN an. Auf dem Lande mit schräger Schraffur: Höhen über 1000 m.

zungen-Becken-Zufluß erhalten hat, so entsteht der Verdacht, daß dies aus einer heute abgetragenen Landschaft erfolgte. Die heutigen Höhen der östlich benachbarten Inseln überschreiten nämlich nur selten 150 m.

Auch der gemeinsame Eis-Abfluß von Hyls- und Sauda-Fjord geht in eine schmale, gewundene, von Inseln, also von Schwellen unterbrochene, unruhig begrenzte Rinne über.

Der Gletscher des Högsfjordes erreichte gleichfalls nicht die tiefe Rinne des Bokn-Fjordes. Sein Trog, im äußeren Teil 200—268 m tief, biegt nach N ab, erstreckt sich mit Tiefen von 170—190 m bis zum Zusammenfluß mit der 200—300 m tiefen Rinne Fister-, Fogna-, Stranda-Fjord. Von dieser führt eine schmale Rinne mit Tiefen von 190 und 197 m zu den 150—200 m tiefen Rinnen einerseits zwischen Finnøy und Fogn, andererseits zwischen Finnøy und Rennesøy. Letztere bleibt durch eine Schwelle zwischen Sörbö auf Rennesøy und den Schären westlich von Finnøy (geringste Tiefe 77 m vom eigentlichen Bokn-Fjord (über 600 m) getrennt. Auch die Rinne zwischen Finnøy im Westen und Fogn + Halsne im Osten leitete keine Gletscher zum Hauptfjord ab. Östlich von Ombo werden Tiefen von 44 und 51 m angegeben.

Der Gandsfjord nimmt von S nach N an Tiefe zu, bis 242 m. Nach Vereinigung mit dem Riska-Fjord bleibt eine über 200 m tiefe Wanne, von der eine bis 150 m tiefe Rinne nördlich der Insel Uskjö zum Högsfjord verläuft, aber von diesem durch Holme mit zwei 80 m tiefen Durchlässen getrennt bleibt. Auf das Rätsel dieses Fjordes, sein möglicherweise rißzeitliches Alter, wurde unter 4.1.1. hingewiesen.

Diese von Rinnen durchzogene Landschaft mittelhoher Gebirge ist vermutlich eine Fortsetzung der Landschaft östlich von Haugesund (siehe unter 4.2.). Bei der tiefen Lage ist unwahrscheinlich, daß hier eine lokale Vereisung vorlag. Sicherlich wird das Gebiet bei der Vollvereisung völlig unter Eis begraben gewesen sein. Aber gegen Ende (und bei Beginn?) der Würm-Vereisung wird hier ein Netzwerk von Eisströmen aufgetreten sein. In ihm endete jedenfalls die ältere Generation von Zungen des Inlandeises mit den erwähnten Fjorden.

5.3. Die jüngsten Abflußrinnen des Inlandeises

Die jüngste Erweiterung des Fjord-Komplexes war die Bildung (oder Neufüllung) der meerfernsten und zumeist doch von Meerwasser erfüllten schmalen Täler wie Suldalsvatn, Jösenfjord, Oevre Tyssdal und Lysefjord. Der Frafjord wurde vom Eis der Ra-Eisrandlage nicht erreicht; er ist also älter als die genannten Fjorde. Es ist somit am ältesten der Gandsfjord, vermutlich rißzeitlich; jünger sind Högsfjord mit Frafjord und am jüngsten Lysefjord, Jösenford usw.

Die Richtung dieser Abflüsse des späten, also hoch gelegenen Inlandeises weist auf die eigentliche Rinne des Bokn-Fjordes hin. Trotz des starken Gefälles, d. h. der Nähe des Meeres-Niveaus, erreichten die letzten Ausläufer des Inlandeises jene Rinne nicht. Dies heißt: Die Senke mit dem Bokn-Fjord-Komplex war schon so breit, daß die randlichen Abflüsse eines relativ geringmächtigen Inlandeises beim warmen Klima in Meereshöhe nicht mehr bis an den Hauptfjord vordringen konnten. Die große Ausdehnung des Bokn-Fjordes im weiten Sinne aber ist eine Folge seiner Entstehung durch die Auswirkung mehrerer Vereisungen.

6. Bokn-Fjord und Norwegische Rinne

Die so weit verzweigten Arme des Bokn-Fjordes sind heute durch zwei über 100 m tiefe Rinnen mit dem offenen Meere verbunden. Die breitere Rinne verläuft nördlich, die zweite, schmälere, der Haastein-Fjord, südlich der Inselgruppe Kvitsøy. Beide werden durch bogenförmige Aufragungen vom angrenzenden, rund 250 m tiefen Meer getrennt.

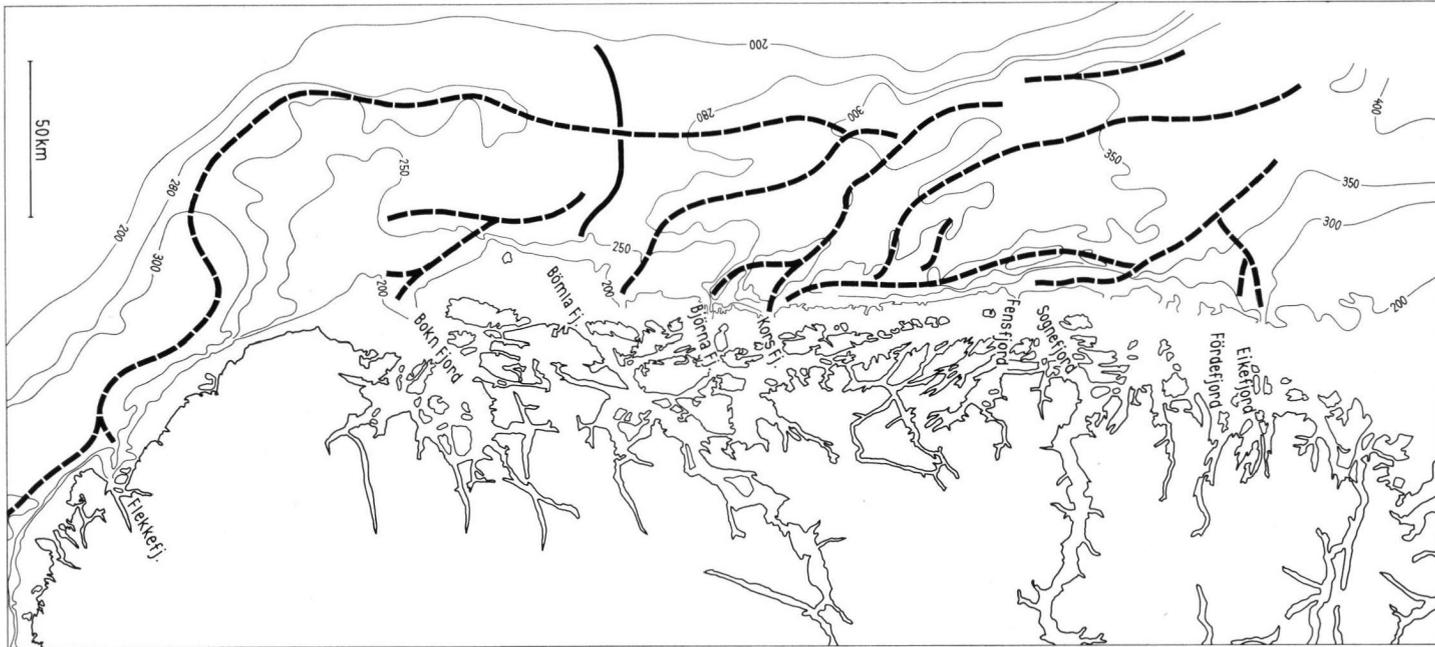


Abb. 10. Norwegische Rinne. Die durchbrochenen Linien geben den Verlauf der Tiefenachsen an. Man erkennt außer der Verlagerung der Hauptrinne in der Höhe des Bokn-Fjordes nördlich davon gegen Norden abgelenkte Talzüge, die Eiszuflüssen entsprechen dürften. Volle Linie: Schwelle mit geringster Tiefe; vermutlich Kalbungsfront des in der Rinne gelegenen Gross-Gletschers.

Aber mit diesen untermeerischen Schwellen, die Stirnmoränen entsprechen könnten, ist die erkennbare Grenze des Bokn-Fjord-Eises noch nicht erreicht.

HOLTEDAHL'S Dybdekart (1940) zeigt, daß vor Nord-Jaeren der tiefe Trog der Norwegischen Rinne (700 m) an einer Schwelle endet und die Rinnen-Achse mit nur 280 m Tiefe an die Westseite der Norwegischen Rinne abgedrängt wird (Abb. 9). Die 210 m Tiefenlinie zeigt ferner einen nach W vorspringenden Rücken, der mit Tiefen von 250 und 256 m nach N, bis auf die Höhe des Bömlo-Fjordes reicht. Diesem Rücken läuft an der Ostseite eine Rinne (279 und 282 m) parallel. Sie lehnt sich an die Insel Utsira an. Südlich dieser Insel trennt eine zweite Schwelle jene Rinne von einer zweiten, die in die Rinne westlich von Kvitsøy und damit in den Skudenes- und Bokn-Fjord übergeht. Das Bild, das die Tiefenlinien bieten, entspricht dem einer größeren, älteren Eiszunge, die aus dem Gesamtbereich der Niederung des Bokn-Fjord-Komplexes vordrang. Sie zwang den Eisstrom in der Norwegischen Rinne zum Ausweichen, wurde aber von diesem rechtwinklig nach N abgelenkt. Vielleicht zu gleicher Zeit oder später entstand der erwähnte landnahe Rücken als Seitenmoräne eines vereinten Skudenes- und Bokn-Fjord-Eisstromes. Also nicht eine Stirnmoräne, wie UNDA'S (1948) annahm, sondern zu Mittelmoränen gewordene Seitenmoränen kräftiger seitlicher Zuflüsse aus dem Bokn-Fjord dürften die Veränderungen der Bodengestalt der Norwegischen Rinne bedeuten.

Zeitliche Folge des Eisgeschehens

rezent	Plateau-Gletscher nördlich des Boknfjordes randlich ohne Abfluß; vermutlich erst nach der atlantischen Wärmeschwankung entstanden.
Spät- Würm	Ra-Eisvorstoß überformt die randlichen Abflüsse des Inlandeises; Oevre Tyssdal-Trog entstanden.
	Eisvorstoß erzeugt durch Zungen des Inlandeises mit starkem Gefälle die inneren Fjord-Täler wie Sauda-, Sands-, Lyse- und Frafjord sowie untere Tyssdal.
	Lokale Vergletscherungen in heutiger Höhenlage 500—1000 m, überwiegend älter als die oben genannten schmalen Fjordtäler; zugehörige Talgletscher: Yrke-Fj., Vinda-Fj.
Würm- Maximum	Inlandeis in niedrigem Gelände in Meeresnähe bewegungslos abgetaut (Hauge-sund-Landschaft).
	Bokn-Fjord-Eisstrom in Norwegischer Rinne vom dortigen Groß-Gletscher zur Seite gedrängt.
	Jaeren erneut vom Inlandeis bedeckt.
	Jaeren eisfrei und vom Meere bedeckt.
Eem- Warmzeit	Inlandeis quer über die Norwegische Rinne in den Nordsee-Raum vorgedrungen.
	? Lokale Vergletscherungen. Norwegische Rinne zunächst von Treibeis, danach vom Groß-Gletscher erfüllt.
Ausgehende Riß- Vereisung	Marine Abrasion (Jaeren, Karmøy) greift in den rißzeitlichen Fjord hinein.
Riß- Maximum	Bokn-Fjord anscheinend bis Stong und Sjernaøyane vorhanden. Fjordarme waren vermutlich Karmsund und Gandsfjord, fraglich ob als Inlandeis- oder lokale Gletscher. Norwegische Rinne zunächst vom Gletscher, danach von Treibeis erfüllt.
	Inlandeis floß bis in die Niederlande quer über die Norwegische Rinne, falls diese schon vorhanden war.

Die derart gedeutete Formengruppe liegt dort, wo erstmals ein großer Fjord auf die Norwegische Rinne stößt. Zur Seite gedrängte Tröge wie die aufgezeigten, wiederholen sich vor der norwegischen Küste bis dorthin, wo die Norwegische Rinne sich von der Küste trennt (Abb. 10), um dem stärksten Gefälle folgend, den Kontinental-Abfall zu erreichen. Von dort an gegen N verlaufen die untermeerischen glazigenen Rinnen rechtwinklig zur Küste, siehe Bl. V von HOLTEDAHL's Dybdekart (1940).

7. Überblick

Die vorgebrachte erdgeschichtliche Auswertung der Morphologie des Bokn-Fjord-Bereiches ist ein Versuch, also unvollständig. Er zeigt aber, daß auch hier die Formen, im großen gesehen, Einblicke nicht nur in die Entstehung der Fjorde, sondern auch in den Ablauf der nordischen Würm-Vereisung gestatten. Die Untersuchung bezweckt nicht, jenes Gebiet besser als die norwegischen Fachleute zu untersuchen. Vielmehr sollte das Eisgeschehen an der Grenze von Nordsee-Niederung zu norwegischem Gebirgsland soweit wie schon möglich geklärt werden. Was zur gleichen Zeit am Süd- und West-Ufer der Norwegischen Rinne geschah, bleibt späterer Erörterung vorbehalten.

Schrifttum

- AHLMANN, H. W.: Geomorphological studies in Norway. — *Geografiska Annaler*, **1**, 1—148, 193—252, 1919.
- ANDERSEN, Björn G.: Randmorener i Sörvest-Norge. — *Norsk Geogr. Tidsskr.*, **14**, 273, Oslo 1954.
- : Sörlandet i sen- og postglacial tid. — *Norges Geol. Undersök.*, **210**, 142 S., 58 Abb., 1 geol. Karte. Oslo 1960.
- : The Quaternary of Norway. — *The Geologic systems: The Quaternary vol. I*, 91—138, 23 Abb., New York - London - Sydney Interscience Publishers) 1965.
- : Glacial Geology of Western Troms, North Norway. — *Norges Geol. Undersök.*, **256**, 160 S., 29 Abb., 2 Taf., Oslo 1968.
- FEYLING-HANSEN, R. W.: Skagerak Moräne pa Jaeren. — *Norsk Geogr. Tidsskr.*, **19**, 301—317, Oslo 1964.
- : Geologiske observasjoner i Sandnes-området. — *Norges Geol. Undersök.*, **242**, 26—43, 11 Abb., Oslo 1966.
- : Interpleniglacial in Soutwest-Norway. — *Vortragsreferat Deuqua Kiel* 1970.
- FLINT, Richard Foster: Glacial and Pleistocene Geology. — New York 1957.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz I. — 713 S., 126 Abb., 31 Taf., Leipzig (Tauchnitz) 1919.
- HOLTEDAHL, O.: The submarine relief of the Norwegian coast. — *Norske Videnskaps Akademi*, 7 Karten, Oslo 1940.
- : *Norges Geologi*. — *Norges Geol. Undersök.*, **164**, Oslo 1953.
- HOLTEDAHL und andere: *Geology of Norway*. — Ebenda, **208**, Oslo 1960.
- : *Echo-soundings in the Skagerrak*. — Ebenda, **223**, 139—160, 7 Abb., 1 Taf., Oslo 1963.
- KLEBELSBERG, R.: *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. — 2 Bände, 1044 S., 92 Abb., Wien (Springer) 1948 u. 1949.
- LLIBOUTRY, L.: *Traité de Glaciologie t. 1 u. 2*. Paris 1964/65.
- MANGERUD, J.: Interglacial sediments at Fjösanger, near Bergen. — *Norsk Geol. Tidsskr.*, **50**, 167—181, 10 Abb., Oslo 1970.
- RINGEN, Edv.: Om drumlins og Skagerakmorene pa Karmöy. — *Norsk Geogr. Tidsskr.*, **19**, 205—229, Oslo 1964.
- UNDAS, J.: *Trekk for Utsiras natur og den sidste Skagerak-bre*. — *Stavanger Museum Aarsbok* **1958**, 59.
- Landkart Norges Geografiske Oppmaling
- 1 : 100 000 : Haugesund, Vikedal, Sand, Bokn, Ombo, Jösenfjord, Jaeren, Hunnedalen.
- 1 : 50 000 U.S.Army Karten als Grundlage: Haugesund, Nedstrand, Skudeneshavn, Rennesöy, Stavanger, Höle, Frafjord.
- 1 : 50 000 Flyfotografert: Haukelisaeter, Sauda, Suldalsvatnet, Blaa fjell, Lysekammen.
- 1 : 25 000: 6 Blätter Stavanger Omland.
- Norwegische Seekarten: 205 Ryfylke Fjordene, 15 Bokn Fjord - Sauda, 16 Stavanger - Skudeneshavn, 17 Karmsund, 204 Jaerens Rev - Utsira, 475 Risavika.

Über die Eisrandlagen auf Jaeren habe ich in *Meyniana* **20** 1970 S. 17—22 berichtet. Die Moränen-Rücken nördlich des Figgjo-Baches einschließlich der bogenförmigen, von einer parallel verlaufenden Senke begleiteten Höhenzuges von Gimra werden nach noch nicht veröffentlichten Untersuchungen von norwegischer Seite nicht wie von mir, als Stirnmoränen, sondern als Luv-Moränen-Rücken angesehen (freundliche briefliche Mitteilung von cand. real. OLE PETTER WANGEN). Wenn diese Deutung zutrifft, so ist hier der Morphologe dem Umstand zum Opfer gefallen, daß jüngere Eisrand-Bildungen älteren Stoßseiten-Rücken parallel verlaufen.

Manusk. eingeg. 7. 3. 1971.

Anschrift des Verf.: Dr. Karl Gripp, ord. Professor emer., 24 Lübeck 1, Klosterstraße 22.