

# DER ABBAU DES WÜRMZEITLICHEN EISES IM BEREICH DES KATTEGAT

VON

KARL GRIPP  
Universität Kiel

## Abstract

When the Würm ice covering the northern part of Jutland decreased in thickness, the high-level chalk terrain of Himmerland divided the ice-stream into a Skagerrak and a Kattegat ice-flow. Later on, a second division was caused by the high-level chalk terrain of the Djursland peninsula. In order to follow the further stages in the deglaciation of the Kattegat district, it is necessary to study the glacial morphology of the island of Zealand, the Frederikshavn region and the bottom of the Kattegat. The depression of the region containing Isefjord and Roskilde fjord is the result of a mid-Zealand glacier. This glacier expanded to the east and west. Its terminal moraine is situated on the bottom of the Kattegat, to the north of Zealand. The east-Jutland or outermost moraine of the Baltic ice-stream extended from Djursland to the island of Anholt and the country around Höganäs in Scania.

Between the island of Læsø and the Swedish coast, terminal moraines of the northern ice were formed on the bottom of the Kattegat. These are the easternmost forms of »soft glaciology« in front of the totally different Swedish rocky-ground glacial morphology. These east-Læsø moraines are considered to be synchronous with the moraines near Frederikshavn, as well as with the east-Jutland moraine (D-moraine) and its continuation through the Höganäs area to somewhere to the north near the Swedish coast.

Untersuchungen während der letzten Jahre (K. GRIPP, 1966) lehrten, dass zunächst unter Himmerland hoch gelegene Kreide-Schichten das würmzeitliche Eis in einen Skagerrak- und einen Kattegat-Eisstrom getrennt hatten. Später, bei geringerer Höhenlage der Eisoberfläche lag die Kerbe in Vendsyssel. In einem noch späteren Stadium dieser Vereisung erzeugte die unter Djursland hoch gelegene Kreide eine als Nimtofte Nunatak bezeichnete Kerbe in den damaligen Eisrandlagen (K. GRIPP 1964). Auch P. HARDER's Ostjütische Eisrandlage (1908), die von baltischem Eis hinterlassen wurde, endet an der unter Djursland aufragenden Kreide. Es fragt sich, wie der Schwund des Eises in der Senke des Kattegat weiter verlief, beziehungsweise, welche Stadien dieses Vorgangs uns erkennbare Spuren hinterlassen haben.

Da auf Jylland und auf dem schwedischen Festland die Eisrandlagen überwiegend in der Richtung N – S verlaufen, war man geneigt, anzunehmen, im Bereich des Kattegat dürfte es ähnlich gewesen sein, Abb. 1 a. Aber da baltisches Eis zum mindesten zwischen den dänischen Inseln gegen N vorgedrungen war, ist der Gedanke nicht auszuschliessen, dass nördlich der dänischen Inseln sich von N und S vorgedrungenes Eis verzahnt habe, Abb. 1 b. Schliesslich ist mit der Möglichkeit zu rechnen, dass das letzte Eis auch den mittleren und südlichen Teil des Kattegat erfüllte



Abb. 1. Möglichkeiten des Verlaufs der Eisrandlagen im südlichen Kattegat.  
 1a Lagen des Eisrandes während des Abschmelzens gegen Osten nacheinander entstanden.  
 1b Verzahnung von Nord- und Süd-Eis.  
 1c Toteis im Kattegat, nachfolgend Vorstoss des Eises von Süd und Nord.

und dann als Toteis abtaute, umgrenzt im N von norwegischem, im E von schwedischem und im S von baltischem Eis, Abb. 1 c.

Um zu erkennen, ob eine der obigen Annahmen zutrifft oder die Deglaciation des Gebietes in noch anderer Weise vor sich gegangen ist, galt es, die morphographischen Verhältnisse in Nord-Sjælland auszuwerten und zu prüfen, ob auf dem Grunde des Kattegat glaciologisch deutbare Formen zu erkennen sind.

Mit der ersten Aufgabe war der Verfasser zugleich bemüht, die Fragezeichen, die auf der Karte von SIGURD HANSEN und ARNE VAGN NIELSEN (1960 S. 5, 1965 S. 41) noch vorhanden sind, zu beseitigen. Für das zweite der genannten Vorhaben wurden die Tiefenlinien auf den deutschen Seekarten 24, 25, 183 farbig angelegt. Dabei ergab sich, dass zwischen Læsø und der schwedischen Küste nach N offene, bogenförmige Höhenzüge vorhanden sind. Sie gleichen durch ihre Gestalt weitgehend Stauchmoränen. Dieser Verdacht auf eine Randlage des von N gekommenen Eises machte einen Besuch der Moränenzüge Jydske Aas bis Frederikshavn erforderlich. Andererseits musste die Frage der Verbindung dieser Lockergesteins-Moränen zu den Moränenresten auf dem schwedischen Kristallin erörtert werden. Herrn ÅKE HILLEFORS in Göteborg bin ich für die hierbei gewährte Hilfe zu grossem Dank verpflichtet. Eine Bereisung der Gebiete um den Isefjord, um Frederikshavn und der schwedischen Küste südlich von Göteborg erfolgte im Sommer 1966 mit der dankenswerten Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Im Oktober 1966 besuchte ich ferner die Insel Anholt.

#### DIE AUSSAGEN DER EISRANDLAGEN IN NORDSJÆLLAND UND DEM ANGRENZENDEN KATTEGAT

Die Deutung, die SIGURD HANSEN und ARNE VAGN NIELSEN 1960 – durch Fragezeichen angedeutet mit Vorbehalt – gaben, war die einer Store Belt-Eiszunge, die durch die Aamose-Niederung getrennt blieb von einer Eismasse, die anfangs aus der NE-Richtung kam und später von dem Sundgletscher abgelöst wurde. Dessen westliche Randlagen wurden mit F? bezeichnet.

Mir selber erschien seit längerem der Isefjord wert, glaciologisch neu untersucht zu werden. Zusammen mit dem Roskilde-Fjord und dem Arresø erregte er den Verdacht, auf das Vorhandensein eines Zungenbeckens. Es fragte sich jedoch, ob dies Zungenbecken einer von N (vergleiche Abb. 1 b) vorgedrungenen Eiszunge oder nur einem Zungenbecken zwischen zwei Randlagen gemäss Abb. 1 a entspräche. Zur Klärung der Fragen wurden die farbig angelegten Höhenschichten der Atlas-Blade und die Seekarten mit farbig angelegten Tiefenbändern ausgewertet.

Da bei manchen der Atlas-Blade in Waldbezirken die Höhenlinien, durch Farbe und Signaturen überdeckt, nicht zu verfolgen sind, fertigte das Geodætisk Institut in Kopenhagen dankenswerter Weise Schwarzdrucke von den Höhenlinien-Platten an. Diese enthalten zwar keine Höhenzahlen, lassen aber die Formen und örtlich auch deren Zusammenhänge erkennen. Auch können sie nach Uebernahme der Höhenzahlen aus den Atlasblade farbig angelegt werden.

#### DER ISEFJORD-GROSSGLETSCHER

Fragezeichen am Nordende einiger der von SIGURD HANSEN und ARNE VAGN NIELSEN 1960 angegebenen Eisrandlagen tun kund, dass die erreichte Deutung noch nicht als endgültig angesehen wurde. Im Zusammenhang mit den hier gestellten Fragen war daher zu prüfen:

Entstand der Isefjord durch eine besondere Eiszunge?

Erhielt eine solche Zufluss von N oder von S?

Es galt also, Belege zu finden über die Begrenzung dieser Eismasse und über die Richtung, die der Eisstrom genommen hat.

Von der Umrahmung der Isefjord-Senke im weiteren Sinne ist die westliche Begrenzung weithin klar und seit langem bekannt. Es sind die niedrigen Stauchmoränen um den Svinninge-Vejle mit der höchsten Schuttanhäufung in der Eisrandkerbe bei Korskirken und Bjærgesø. Die Verbindung zur grossartigen Vejrhøj-Stauchmoräne um den Lammefjord ist durch den Schmelzwasserabfluss bei Dragsholm unterbrochen.

Weiter im N schliesst um das Zungenbecken des Sidinge-Fjords herum die Hønsing-Stauchmoräne an. Sie erreicht die höchsten Höhen zwischen Egebjerg und Lestrup, weil hier der Schutt der Eiszungen, die im Sidinge-Fjord und der Nykøbing-Bucht lagen, von zwei Seiten her aufeinanderzu aufgeschüttet wurde. Um diese Schuttanhäufung ist der Nykøbing-Bucht-Gletscher später nach W herumgeflossen, sodass zuletzt die Trennlinie winklig verlief (nördlich Kollekolle und bei Skaverup). Ähnlich war es beim Sidinge-Fjord. Dessen Eismasse griff südlich von Snegterup um das gegen E vorspringende Ostende der Vejrhøj-Stauchmoräne nach W herum. Westlich von Nykøbing liegt abermals eine Eisrandgabel. Nördlich von ihr breitete sich das Eis unbeengt nach W und N aus und hinterliess den Moränenbogen von Sjællands Odde.

Diesen so deutlich ausgeprägten Moränenbögen an der Westseite der Isefjord-Senke sind westlich von Ordrup sowie in Nexelø und Sejrø sowie durch den nordwestlich streichenden Höhenrücken von Alleshave etwas ältere Formengruppen vorgelagert. Der Verlauf der Vejrhøj-Stauchmoräne

gegen S schliesst durch das Abbiegen in Richtung Vindekilde aus, den Höhenzug von Ordrup-Næs als Gegenast einer Gabel aufzufassen. Für ihn weisen Untiefen, die nach W anschliessen, auf einen Zusammenhang mit Sejro hin. Es handelt sich offenbar bei dem Ordrup-Næs-Zug um ein etwas älteres Stadium als die Eisrandlage Føllenslev – Nexelø – Sejro. Diese Randlage aber führt über Untiefen Munkegrunde + Middel Flak – Vejro Lindholm zur Ostseite von Nord-Samsø.

Dem Sejro Höhenzug westlich parallel verläuft der Höhenzug Alleshave – Untiefen oberhalb 10 m – Hatterrev – Samsø-Ost. Diese Höhenzüge können nicht anders denn als Eisrandlagen gedeutet werden. Beide sind vom Store Belt-Gletscher hinterlassen. Bei Ordrup Næs aber ist der Ostteil der äussersten Store Belt-Endmoräne ersichtlich vom Isefjord-Eis überfahren worden.

Die Fortsetzung der Sejro – Nexelø-Randlage nach S dürfte untrennbar in den Höhen um Favro stecken. Von dem Alleshave-Eisrand wird der Steilrand östlich Torpe bis Bjærgstedt erzeugt sein. Bei diesem Ort aber macht sich das Isefjord-Eis wieder stärker bemerkbar. Der Höhenzug von Bjærgstedt umschliesst bogenförmig das Skarresø-Becken im W und S. Eis ist hier, wie besonders die Karte mit schwarzen Höhenlinien erkennen lässt, gegen W vorgedrungen.

Die an den Tissø nördlich anschliessende westliche Aamose-Niederung wird im W von einem Höhenzug begrenzt. Wo dieser mit dem Ostende des Røsnæs-Moränenzuges zusammentrifft, verlaufen die Höhenlinien parallel zur Aamose-Niederung. Auch dadurch dürfte Eisschub von E her aufgezeigt sein. Es ist ferner wahrscheinlich, dass die Asnæs-Moräne bis in die Höhe 100 östlich vom Tissø fortwirkt. An deren Südende sind die Höhenlinien 40–80 m rechtwinklig zur Längsachse des Höhenzuges nach W vorgezogen (Abb. 2). Auch hier dürfte Ost-Eis nach W vorgedrungen sein.

Den weiteren Verlauf der westlichen Randmoräne des Isefjord-Gletschers sehe ich in dem von Kattrup über Nørager nach Ruds Vedby und von da nach E über Dianalund verlaufenden Höhenzug. Die Niederung mit dem Aamose ist besonders im westlichen Teil ein halbmondförmiger Zungenbecken-Rest. Die von Hesselberg, südlich von Kongsted bis Nilløse verlaufenden drei Höhenzüge dürften späten Schüben des schon erheblich nidergetauten Eises entsprechen.

Von der Westseite des Skarresø zieht sich über Skamstrup – Kongsdal und auf Blatt Tølløse weiter nach E ein jüngerer z. T. erstaunlich breiter Moränenzug dahin. Bis Tølløse reicht auch die östliche Fortsetzung der Aamose-Niederung.

Es ergibt sich somit: Der westliche Rand des im Isefjord-Gebiet gelegenen Eises ist sowohl im grossen gesehen wie auch in kleinen Abschnitten von E gegen W verlagert worden. Dabei wurden randliche Absätze des Store Belt-Gletschers zerstört. Einige auffallend hohe Schuttanhäufungen wie die Vejro-Moräne und die breiten Moränenzüge auf Blatt Jyderup dürften darauf zurückzuführen sein, dass Ablagerungen des Store Belt-Eises vom Ost-Eis, mit den eigenen Schuttmassen vermengt, westwärts zusammengeschoben wurden.

Die Frage nach der östlichen Begrenzung der durch Isefjord +

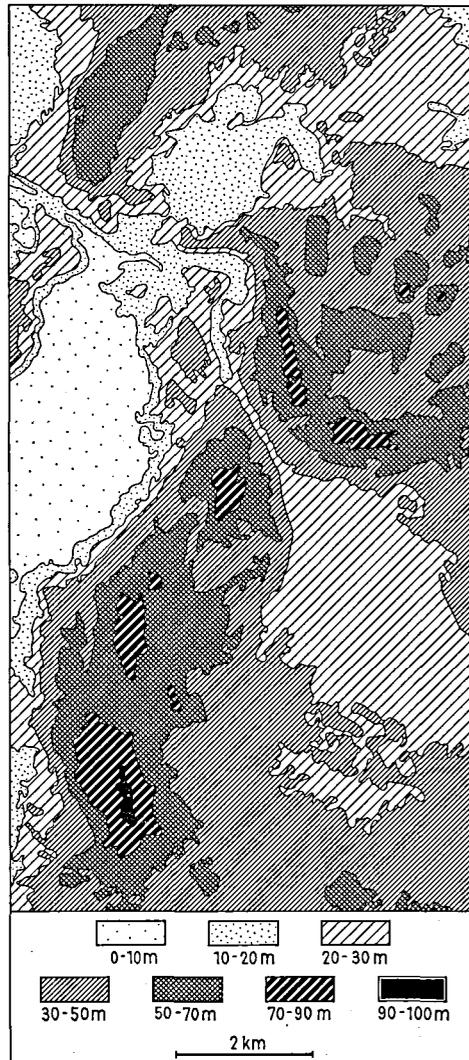


Abb. 2. Westliche Randmoränen des Isefjord-Gletschers. Bl. Jyderup. Ein älterer Eisvorstoss südlich, ein späterer nördlich des Zungenbeckens mit dem Aamose.

Roskilde-Fjord + Arresø kenntlichen mittelsjälländischen Eismasse brachte eine Ueberraschung. Das farbige angelegte Blatt Fredensborg sowie Begehung im Gelände ergaben, dass bei Alsønderup eine Stauchmoräne von NW gegen SE vorgeschoben wurde. Die Pøleaa umfließt diesen Moränenkomplex zu  $\frac{3}{4}$ . Gegen E folgt der hohe Moränenzug des Gribskov. Das Tal der Pøleaa östlich von Bendstrup bildet die Grenze zwischen dem Eis



Abb. 3. Oestliche Randmoräne des Isefjord-Gletschers. Bl. Fredensborg.  
Die von der Pøle Aa umfasste Stauchmoräne von Alsønderup wurde gegen Südosten vorgeschoben.

in Mittel-Sjælland und dem des Øresund-Gletschers. Die Annahme, es könnte hier eine Eisrand-Gabel vorliegen, erscheint zufolge der halbmondförmigen Begrenzung und der Folge von mindestens 5 Reihen von Stauchschuppen nicht vertretbar (Abb. 3).

Weitere Belege für ein Ostwärts-Drängen des im nördlichen Mittel-Sjælland gelegenen Eises fallen nicht in gleicher Weise auf. Bei Harløse und über Solhøj im N und durch die Höhen von Hammersholt nach Nr. Herlev könnte eine weitere Eiszunge angedeutet sein. Möglicherweise sind die Höhen zwischen Uggeløse und Illerød von W her gegen den vom Øresund-Gletscher aufgehäuften Glacialschutt geschoben worden. Südlich von Uggeløse folgen in Mehrzahl SE-NW verlaufende Höhenrücken, die vermutlich zu einer den Roskilde-Fjord bei Frederikssund querenden Eisrandlage gehören.

In der gewaltigen Moränenschutt-Anhäufung im Raume Uggeløse – Farum – Birkerød dürften wir Schutt vor uns haben, der in einer Folge von Eisrandkerben zwischen mittelsjälländischem und Øresund-Eis nacheinander gegen SE fortschreitend abgesetzt wurde (Abb. 4).

Nördlich von dem Alsønderup-Moränenbogen liegt im Raume Ramløse – Skærod – Aagerup ersichtlich eine fächerförmige Anhäufung von Eisrand-

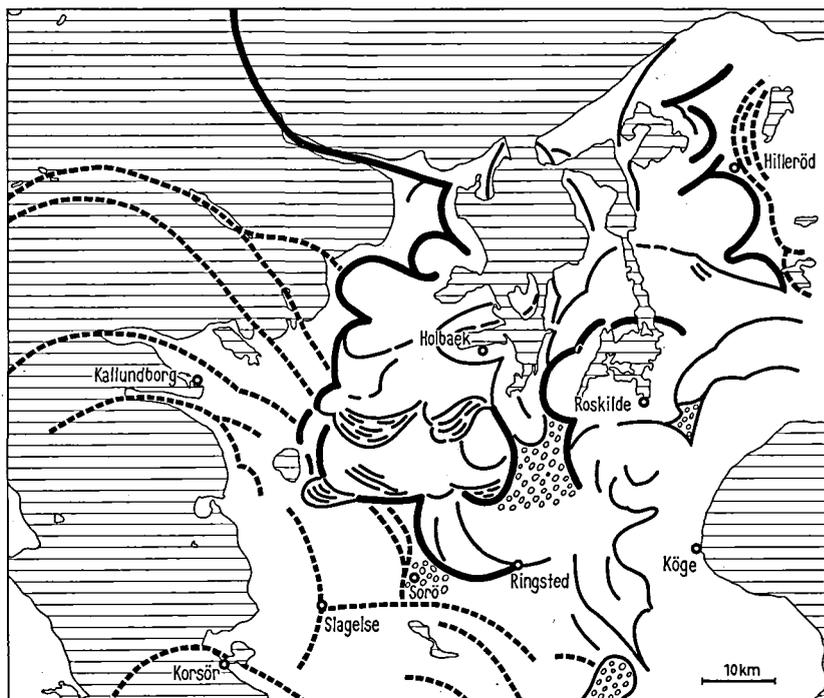


Abb. 4. Die Randmoränen des Isefjord-Gletschers. Siehe auch S. 74.  
Gestrichelte Linien: Randlagen des Store Bælt- und Øresund-Gletschers.

kerben-Schutt. Eis dürfte nördlich und südlich davon gegen E vorgedrungen sein. Später könnte von Frederiksværk über den langgestreckten Rücken südwestlich von Tisvilde eine Randlage gegen NE verlaufen sein. Sie bleibt durch eine Niederung von dem von Ramløse ausgehenden Höhenzug getrennt. Später entstand vermutlich eine Randlage, die nach W in Richtung Hundested abbog. Danach mag noch eine schmale Eiszunge im Gebiet des Isefjord die unter der Jægerpris-Halbinsel gelegenen Schuttmassen geliefert haben.

Aber teils durch Toteis-Schwund, teils durch Einebnung in der Niedertau-Oberfläche, später durch Ueberflutung des Meeres und Flugsand-Bedeckung sind die eisentstandenen Formen so zerstört und zerstückelt worden, dass die morphologische Auswertung häufig nur Vermutungen vorbringen kann. Vielleicht eine moderne Auswertung des Geschiebe-Inhalts, sicherlich aber glaciotektonische Untersuchungen werden später eindeutige Ergebnisse über die Richtung des Eisflusses ermöglichen.

Es liegen jedoch genug einwandfreie Anzeichen dafür vor, dass jener Grossgletscher, der die Isefjord-Senke, im weiteren Sinne gefasst, ausschürfte, nicht nur gegen W, sondern auch gegen E vorgedrungen ist.

Ueber die nördliche Begrenzung dieser Eismasse haben wir bis-

lang erfahren, dass Sjællands Odde uns verrät, wie sich das Eis, als es nicht mehr durch das Store Belt-Eis eingeengt war, ausbreiten konnte. Aus der Seekarte erfahren wir, wie weit der Isefjord-Gletscher in seinem Höchststadium nach N vordrang. Durch die Tiefenlinien ist die Fortsetzung von Sjællands Odde eindeutig zu verfolgen über Sjællands Rev – Hastensgrund – Briseis Flak – Lille Lysegrund – Lysegrund. Eine Fortsetzung weiter nach E fehlt.

Wenn man aber das im E fehlende Stück dieses vermuteten Moränen-Bogens ergänzt, so erreicht man die Küste in der Gegend um Tisvildeleje. Hinsichtlich des Alters bestehen keine Bedenken anzunehmen, dass der Vorland-Gletscher nördlich des Isefjords mit dem Sejro – Samsø-Ost – Moränenbogen gleichaltrig ist.

Zweifelsohne sind diese beiden Eisloben nicht die ältesten Bögen des von S nach N vorgedrungenen baltischen Eises. P. HARDER hat schon 1908 in seiner Ostjütischen Eisrandlage an der Südseite von Djursland das Nordende des baltischen Eisstromes aufgezeigt. Wie weiter im S so war auch hier der Eisrand in Zungen aufgelöst (Kalø Vig, Ebeltoft Vig). Offen blieb bislang, wie diese Randlage nach N oder E weiter verlief. An der Küste bei Rugaard endet diese Randlage heute. Die Seekarte lässt keine Fortsetzung am Meeresgrund erkennen. Sie lässt aber die nächstjüngeren Bogen vermuten. Der Ostküste der Ebeltoft-Halbinsel ist nämlich in der Hjelm Banke eine Erhöhung vorgelagert. Diese reicht aber nicht bis Rugaard nach N. Es ist möglich, dass hier Reste eines zweiten Vorstosses des baltischen Eises vorliegen. Aber für die Frage nach der Nordgrenze des Südeises im Kattegat hilft auch sie nicht weiter. Es bleibt also zu untersuchen, ob die eiszeitlichen Reste auf der Insel Anholt entsprechende Aussagen gestatten.

Um die Frage zu klären, ob die eiszeitlichen Ablagerungen der Insel Anholt von N oder von S her aufgedrückt wurden, gibt es drei Wege:

- die Zusammensetzung der Geschiebe
- der innere Bau der eiszeitlichen Absätze
- die Formgestaltung auf und neben der Insel.

Geschiebe sind reichlich vorhanden. Bei der geologischen Kartierung der Insel stellte A. JESSEN 1897 fest, dass im Anstehenden und in den alten Strandwällen im Osten der Insel aus dem Ostseeraum Åland-Gesteine, Ostseequarzporphyr, Saltholm- und Faxe-Kalk aufträten. Es kämen auch zahlreich Dalarne-Gesteine und solche aus dem Oslo-Gebiet vor. A. JESSEN (S. 26) deutete diesen Befund wie folgt: »at den sidste Inlandeis er kommen over Anholt fra Syd eller Sydøst, medbringende Bjergarter fra Østersøen og de danske Øer og at den af en ældre Moræne, indeholdende norske Bjergarter, har ødelagt saa meget, optaget det i sig og skyllet det ud foran sig, at den nu viser sig som en Blanding af begge.«

Bei meinen Begehungen war ich erstaunt über die im Vergleich zu benachbarten Teilen von Jylland geringe Zahl von Rhombenporphyren. Dalarne-Gesteine traf ich erheblich häufiger an. A. JESSEN vertrat mit guten Gründen, die Anschauung, dass dortige Eis sei vom Süden gekommen.

Ueber den inneren Bau der eiszeitlichen Ablagerungen gibt A. JESSEN

an, dass jene am Südennde des 48 m hohen Sønderbjerges gefaltet und teilweise gestellt seien. Der Stauchmoränen-Charakter der Höhenzüge ist somit belegt. Ueber die Richtung des Eisdruckes kann aus den Angaben kein Schluss gezogen werden, da damals (wie später) keine glacialtektonische Untersuchungen durchgeführt wurden.

Durch seine Formen gibt der Meeresboden in der Umgebung der Insel keinen Anhalt über deren ursprüngliche Zugehörigkeit. Ein breiter Sockel unbekanntes Aufbaus wird überdeckt von bis in jüngste Zeit umgelagerten Meeresanden. Der grössere östliche Teil der Insel setzt sich aus vorneolithischen, um 8–10 m gehobenen geröllreichen Strandwällen zusammen.

Das Gebiet der eiszeitlichen Absätze im W der Insel misst leider nur 1,5 zu 3 km. Aber dessen Formen sind überraschend. Von dem 38,9 m hohen Nordberg im NW zweigen drei Höhenzüge in südlicher bzw. südöstlicher Richtung ab. Deren westlicher reicht bis zum Sønderbjerg mit Höhen, die mehrfach 30 m überschreiten. Er weist Senken auf, die aber natürlicher Weise nicht niedriger als 10 über dem Meere sind. Diesem Höhenzug sind östlich Kuppen vorgelagert (Stisholm, Karisholm). Es folgt gegen E eine über 2 km lange Senke. Sie enthält

oben Torf

Gyttje mit Fischskeletten <sup>1)</sup>

Meeresabsätze <sup>2)</sup>

Oestlich dieses Tales folgt ein Hochgebiet, das unter Versmälerung bis südlich des Ortes Anholt reicht. Im NE ist es 600 m breit mit einer Oberfläche, die in 25–30 m Höhe auffallend eben ist. Im Westteil aber ist in dies Hochgebiet eine fast 500 m lange und über 150 m breite Hohlform eingesenkt. Diese ist ringsum geschlossen, enthält keine Ansammlung von Wasser oder Torf. Ihr Untergrund ist demnach sandig. Ich hatte nicht den Eindruck, dass es sich um eine durch Flugsand bedingte Hohlform handelt. Meines Erachtens liegt eine der erwähnten grossen Senke parallele kleinere primäre Hohlform vor. Höhen und Senken zusammen gerechnet haben wir 5 oder gar 7 glaciogene Formen bzw. Formengruppen vor uns. Ihre Vereinigung zum NW und ihr annähernd bogenförmiger Verlauf lassen auf Druck aus SW schliessen. Der langgestreckte Verlauf des westlichen Höhenzuges sowie die nur schwache Krümmung des Formenkomplexes machen es unmöglich, an eine Schuttanhäufung im Winkel zweier von N gekommener Eiszungen zu denken.

Die morphologischen Gegebenheiten sprechen somit für die Deutung, die schon A. JESSEN gab, das heisst als Rest einer von S her erfolgten Stauchung.

Es ist also höchstwahrscheinlich, dass wir in dem geringen Rest jung-eiszeitlicher Ablagerungen der Insel Anholt den nördlichsten Rand des baltischen Eises vor uns haben.

Wenn man annimmt, dass die Untiefe Stora Middelgrund gleichfalls ein Rest dieser Eisrandlage wäre, so müsste diese Eisrandlinie weiter zur

1) nach Angabe mehrerer Einwohner während des 1. Weltkrieges beim Torfgraben gefunden.

2) nach A. JESSEN 1897.

schwedischen Küste, vermutlich auf Kullen zu verlaufen sein. Mit dieser Vermutung stimmt überein, dass G. WENNBERG, 1949, Taf. 3 und im Beilage-Heft unter Nr. 70–74 und 80 das häufige Vorkommen von Ostseegesteinen für das Gebiet um Höganäs angibt.

Kehren wir zurück zu den in Abb. 1 veranschaulichten Fragen, so ist nach den Ergebnissen der vorstehenden Erörterungen eindeutig belegt, dass in Mittelsjælland nicht eine Verzahnung von Nord- und Süd-Eis vorliegt. Die nördlich vor dem Isefjord am Grunde des Kattegats verfolgbaren Moränenzüge und der im östlichen Sjælland nachweisbar ostwärts gerichtete Eisfluss zeigen eine selbständige, grosse mittelsjälländische Eiszunge auf, die zwischen Store Belt- und Øresund-Gletscher lag (Abb. 4 und 6).

Wie die Untersuchung der Verhältnisse auf Anholt und die Geschiebezusammensetzung um Höganäs dartun, ist die Fortsetzung der Ostjütischen Eisrandlinie wahrscheinlich über Anholt – Stora Middelgrund – Kullen zu suchen. Somit war zunächst im südlichen Kattegat östlich von Djursland ein einziger Eislobus vorhanden. Erst später teilte er sich in zwei oder drei Gletscher auf. Die zwei wären der mittelsjälländische und Øresund Gletscher. Falls die Hjelmbanke ursprünglich mit der Samsø-Nordbyland-Eisrandlage zusammengehangen hat, dann wäre auch der Store Belt-Gletscher aus der grossen baltischen Eismasse im südlichen Kattegat hervorgegangen.

Eine Frage, die noch zu erörtern bleibt, ist die nach der Ursache des völligen Fehlens erheblicher Teile der Eisrand-Hügelreihen dort, wo heute das Meer steht. SIGURD HANSEN 1965 S. 76 nahm für Vendsyssel an, dass das Inlandeis in dem spätglacialen Yoldia-Meer teilweise unter Kalben geendet habe. Bei der geringen Tiefe des heutigen südlichen Kattegat ist unwahrscheinlich, dass das Eis dort in ein Meer hätte kalben können. In Anbetracht der marinen Transgression, die während des Atlanticums und der Subboreal-Zeit bis tief in den Roskilde-Fjord vordrang, ist eher damit zu rechnen, dass schmale Höhenzüge abgetragen wurden. Wo jene aus Sand bestanden, werden sie soweit eingeebnet sein, dass sie von den Iso-bathen nicht erfasst wurden.

Est ist aber auch mit der Möglichkeit zu rechnen, dass Abschnitte des Gletscherrandes aus schutfreien, höheren Eislagen bestanden, sodass nur geringe, heute nicht mehr erkennbare Mengen von Schutt frei wurden.

#### EISENTSTANDENE FORMEN AM GRUNDE DES NÖRDLICHEN KATTEGAT

Es bleibt zu untersuchen, was vom Grunde des Kattegat nördlich von Anholt über den Abbau des letzten Eises abgeleitet werden kann. Nördlich von Anholt und westlich einer Verbindungslinie von Anholt nach Læsø ist der Grund des Kattegat ebenso einförmig wie weiter südlich, weithin 10–20 m tief. Von der Höhe der Mündung des Limfjords an gegen N aber hebt sich der Meeresboden zwischen den genannten Inseln auf einer Strecke von über 30 km langsam zur niedrigen Insel Læsø empor. Diese, im N, W, und E von tieferem Wasser begrenzte, annähernd quadratische Aufragung mit der Insel Læsø misst bis zur 10 m Tiefenlinie gerechnet 25 km in der Breite und fast 55 km in der N-S-Richtung. Diese künftig kurz als »Læsø-

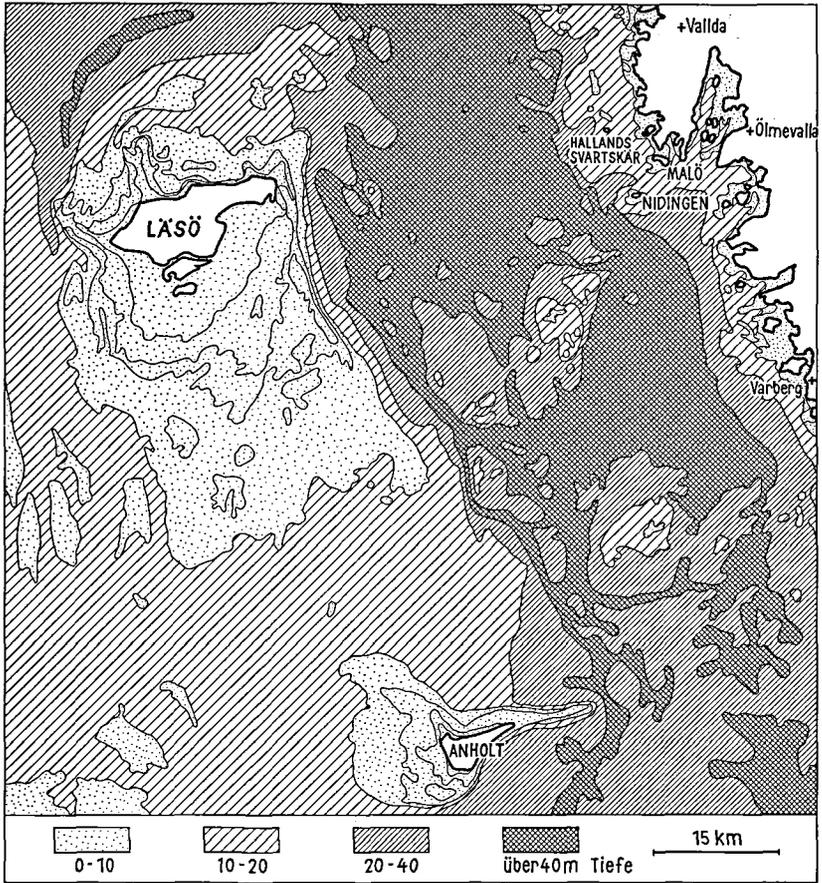


Abb. 5. Ausschnitt aus der Seekarte mit den Moränenzügen östlich von Læsø\*)

Block« bezeichnete Aufragung wird im W von der 20–30 m tiefen Læsø-Rende begrenzt. Sie weist im S fünf, zwischen Vorsaa und Læsø nur noch einen flachen Rücken auf. Da diese Formen mit denen des benachbarten Festlandes nicht in Beziehung zu bringen sind, darf angenommen werden, dass es sich um Strömungsrücken handelt.

Ganz anders sind die Verhältnisse auf der Ostseite von Læsø. Hart östlich der Insel fällt der Meeresboden an einer N-S verlaufenden Grenze von 2 auf 70–100 m Tiefe ab! Durchschnittlich ist der Meeresboden in 40 bis 70 m Tiefe gelegen. Aber auf dieser Tiefenlage erheben sich hinter-

\*) Wie ich nachträglich erfuhr, hat Herr Prof. SORGENFREI die Læsø-Ost-Moränen am Grunde des Kattegat schon 1960 auf einer Karte verzeichnet. Diese wurde noch nicht veröffentlicht. Herr SORGENFREI ordnete jene Züge einem der damaligen Auffassung entsprechenden System N-S verlaufender Eisrandlagen ein.

einander bogenförmige Höhenzüge (Abb. 5), die auf kurze Entfernung von 50 bis 10 m Tiefe und höher aufsteigen. Zwei bis drei schmale Rinnen, die bis 100 m Tiefe erreichen, schneiden diese Rücken mit nordwärts gerichtetem Gefälle quer.

Diese gegen S vorgewölbten, unruhig gestalteten Höhenzüge lehnen sich an die Ostseite des »Læsø-Blocks« an. Auf der schwedischen Seite verläuft der südliche Bogen auf Varberg zu; der nördliche könnte in Nidingen und Malö seine Fortsetzung haben. Beides sind Gebiete, in denen nach freundlicher Unterrichtung durch Herrn Å. HILLEFORS in Göteborg die für die Gegend umfangreichsten Reste eiszeitlichen Schuttes vorkommen. Auf einer gemeinsamen Bereisung 1966 konnte ich mich überzeugen, dass in morphologischer Hinsicht keine Schlüsse aus diesen Vorkommen gezogen werden können. Umso dankenswerter ist, dass Herr HILLEFORS mit den für den kristallinen Untergrund angebrachten Untersuchungsmethoden der Frage nach der Art der Vereisung im Küstenbereich südlich von Göteborg nachgegangen ist; siehe den folgenden Beitrag.

Für den Morphologen fragt es sich, welche Angaben schon – ohne dass Lotkerne vorliegen – aus der Gestalt der Höhenzüge gezogen werden können. Es ergab sich:

1. Der Verlauf der Höhenzüge kann nicht aus Meeresströmungen hergeleitet werden
2. Für die tiefen, die Höhenrücken querenden Rinnen gilt das gleiche. Sie sind ersichtlich von den Höhenzügen gelenkt, also jünger als diese
3. Die Kleinformen auf den Höhenzügen sind unruhig gestaltet. Folgende Höhenunterschiede
  - 10 zu 69 m auf 1,5 km Entfernung
  - 20 zu 100 m auf 2 km Entfernung
 wurden für Fladen und Groves Flak der Seekarte entnommen.
4. Die Oberfläche der Rücken ist nicht ruhig gestaltet, etwa durch Strömung eingeebnet, sondern aus ihr ragen zahlreiche Kuppen auf
5. Der Meeresboden liegt südlich von Lilla Middgrund in 25–30 m Tiefe, nördlich dieser Aufragung aber – abseits von den erwähnten Rinnen – auf 45–60 m Tiefe. Nördlich des Höhenzuges mit Groves Flak und Fladen wird der Meeresboden erst zwischen 60 und 80 m Tiefe angetroffen. Es ist der Meeresgrund also jeweils nördlich eines Rücken stärker eingetieft. Solches kennen wir von hintereinander gelegenen Zungenbecken eines Gletschers
6. Die Seekarte macht in beschränktem Umfang petrographische Angaben. Auf den Höhenrücken findet sich verbreitet das Zeichen St. = Steine und kl. St = kleine Steine. Dies gilt für beide bogenförmige Höhenrücken. Die Angabe St findet sich ferner zahlreich auf den Rücken, oberhalb des Steilbfalls an der Ostseite des »Læsø-Block«. Ganz entlang zieht sich hier ein schmaler Rücken zwischen 2,5 und 4 m Tiefe. Die mehrfache Angabe St macht es unwahrscheinlich, dass hier ein von der Strömung aufgeworfener Sandwall vorliegt. Zum mindesten muss man bis auf weiteres damit rechnen, dass es sich hierbei um Reste der Flanke des Lilla Middgrund-Zuges handelt.

Die aufgezählten Eigenschaften sprechen für die Deutung der bogen-

förmigen Höhenrücken als Stirn-Moränen einer zwischen dem »Læsø-Block« und Schwedens Felsküste mehrfach gegen S vorgestossenen Eiszunge. Nördlich von Groves Flak + Fladen ist nach dem Verlauf der Tiefenlinien sicherlich noch ein niedrigerer dritter und möglicherweise auch noch ein vierter Moränenbogen ausgebildet worden. Ob in der Tiefe noch weitere Eisrandlagen vorhanden sind, kann den Seekarten nicht entnommen werden, da auf ihnen weithin auf die 40 m Tiefenlinie die 100 m Linie folgt.

#### DIE FORTSETZUNG DES LÆSØ-OST-EISVORSOSSES NACH OST UND WEST

Mit dem Problem des Ueberganges der Bildungen des Inlandeises auf lockerem Untergrund wie Læsø-Ost zu der gleichaltrigen, aber andersartigen Hinterlassenschaft des Eises im Felsgebiet südlich von Göteborg wird sich nachstehend Herr HILLEFORS befassen. Hier bleibt zu prüfen, was darf man westlich von Læsø als Fortsetzung des Læsø-Ost-Eisrandlage ansehen?

In der Læsø-Rende sind keine glaciomorphologisch deutbaren Formen vorhanden. Erst die Höhenzüge im östlichen Vendsyssel, vom Jydske Aas bis zum Moränenzug Sæby-Frederikshavn könnten als Gegenstück zur Eisrandlage östlich von Læsø aufgefasst werden. Bei der näheren Prüfung daraufhin lassen wir die auffallenden Unterschiede in der Höhenlage zunächst ausser betracht. Es bleibt zu prüfen

Stossrichtung des Eises  
Geschiebezusammensetzung  
Erhaltungszustand der Formen.

Bei Beurteilung der Stossrichtung ist zu beachten, dass das Jydske Aas sich nicht über die Südgrenze von Blatt Jerslev fortsetzt, sondern nach NNO in Richtung Præstbo umbiegt bis an die Vorsaa hin. Also nicht Eisdruck von E, sondern von NE hat das Jydske Aas entstehen lassen. Auch der Höhenzug mit Albækskov weist in die gleiche Herkunfts-Richtung. Die Höhen bei Frederikshavn sind für eine entsprechende Aussage leider zu unvollkommen erhalten. Sicherlich hat von NE vorgedrungenes Eis jene Moränenzüge erzeugt. Das ist die Richtung, die von N kommendes Eis nehmen musste, wenn der »Læsø-Block« den Westteil dieses Eisstromes zum Ausweichen zwang.

Ueber die Geschiebezusammensetzung machen A. JESSEN, 1936 und S. A. ANDERSEN 1961 keine statistischen Angaben. Mir selber fiel bei Begehungen auf, dass Rhombenporphyre nicht nur häufig waren, sondern zahlreich mehr als Kopfgrösse erlangten.

Zur Kennzeichnung der Formen der Frederikshavn-Moränen-Gruppe sei zunächst meine Anschauung von 1966 S. 150 berichtigt. Damals fasste ich diese Moränenzüge unter dem Blickwinkel der zunehmenden Erweiterung der Vendsyssel-Eisrandkerbe als durch langdauerndes Entlanggleiten des Eises am gleichen Widerlager entstanden auf. Das Auffinden

der Læsø-Ost-Moränenzüge zusammen mit dem Widerstand des »Læsø-Blockes« erfordern die Annahme, dass das Jydske Aas einem selbständigen kräftigen Vorstoss des Nordeises seine Entstehung verdankt.

Gleichaltrige Randlagen dieses Eisvorstosses südöstlich von Læsø liegen allem Anschein nach den nördlichen Moränenzügen des baltischen Eisstromes, also der Randlage D gegenüber. Damit entstehen zwei Fragen, die nach der Entwässerung des Gebietes zwischen jenen Eisrandlagen und zweitens die Frage, ob die Formen der Höhen um Frederikshavn den Formen des altwürmzeitlichen, als C bezeichneten Gebietes entsprechen oder mit dem an Toteislöchern reichen Abschnitt der Eisrandlagen D, also den ostjütischen übereinstimmen.

Eine Lösung der Frage nach der Entwässerung des nur in seiner Mitte eisfreien Kattegat gab schon SIGURD HANSEN 1965 S. 50. Er schrieb: Vom mittleren Kattegat flossen grosse Mengen von Schmelzwasser über die Aalborg-Gegend nach NW . . .

Die Frage, ob die Formen des Jydske Aas denen des Alt- oder Jungwürms entsprechen, war nicht ohne weiteres zu beantworten. Leider ist die Suche nach frischen Aufschüttungs-Formen und ringsgeschlossenen, trocknen oder wassererfüllten Toteis-Senken im Frederikshavner Moränen-Gebiet erfolglos durch die starke junge Zertalung, die als Folge der Hebung des Gebietes eingetreten ist. Wohl alle ursprünglich vorhandenen grösseren Hohlformen sind von der Erosion nicht nur angezapft, sondern zumeist erheblich umgestaltet\*). Trockentäler sind nur kurz. In den abwärts anschliessenden z. T. langen Erosionstätern fliesst ein kleines Wässerchen. Anders ausgedrückt, die Erosion hat mit dem Sinken des Grundwasserstandes als Folge der Heraushebung Schritt gehalten. Sie ruht heute auf dem Grundwasserspiegel.

Die Verhältnisse sind also anders als im Gebiet der Riss-Vereisung und den als C bezeichneten Gebieten des Altwürms. Dort sank der Grundwasserstand nach dem Tiefertauen so schnell, dass in Sandgebieten die Erosionsbasis oberhalb des Grundwasserspiegels hängen blieb. Ein Beispiel hierfür ist das 1964 S. 351 abgebildete Trockental von Brøndum. In Vendsyssel entsprechen die Hammer Bakker dem Gebiet um Brøndum. Sie sind durch die langen Trockentäler grundlegend verschieden von den ebenso hohen Jydske Aas-Moränen. Zwischen der Ausformung dieser beiden benachbarten Moränen-Gruppen dürfte ein erheblicher zeitlicher Unterschied bestehen. Die Hammer Bakker gehören zum Vereisungs-Gebiet C. Da sich aus dem Fehlen langer Trockentäler ergab, dass die Jydske Aas-Moränen erheblich jünger sind, gelangen wir auch auf diesem Wege zu dem Ergebnis, dass sie der Eisrandlags D entsprechen.

---

\*) Hohlformen grösseren Ausmasses fehlen. Die Erosion hat sie angezapft, wo durch den Toteisschwund solche entstanden waren. Dass sie einmal vorhanden waren, belegt u. a. die Ulmose-Niederung südlich von Lendum. Ferner finden sich auf Hochgebieten ähnliche kleine Hohlformen, wie ich sie 1966 S. 151 erörtert habe, z. B. um Myrelund. Wieweit es sich dabei um Toteislöcher oder Pingos handelt, bedarf besonderer Untersuchungen.

### UEBER DIE UNTERSCHIEDLICHE HÖHENLAGE DER RANDMORÄNEN VON VENDSYSSEL UND LÆSØ-OST

Ausgeklammert war oben die Frage nach den Ursachen der unterschiedlichen Höhenlage der Eisrand-Ablagerungen westlich und östlich des »Læsø-Blocks«. Im Osten liegt der Boden der Zungenbecken, wie erwähnt, bei etwa 50–70 m Tiefe, im Frederikshavner Gebiet aber auf etwa + 30 und 20 m. Der westliche Gletscherzweig ist kürzer; vielleicht angestaut von einem Widerlager. Der östliche Arm ist länger; man möchte vermuten, weil er frei auslaufen konnte. Vergleichen wir aber die Höhen der aufgespressten Wälle, so finden wir im E 45–65 m, im W 70 m höher als das jeweils zugehörige Zungenbecken. Beide Eiszungen haben somit annähernd die gleiche Eismächtigkeit erreicht. Bei so weit gehender primärer Uebereinstimmung der Gletscherzwillinge ist man geneigt, den so erheblichen heutigen Unterschied der absoluten Höhen als nachträglich entstanden anzusehen. Mit anderen Worten, es entsteht die Vermutung, dass Vendsyssel und »Læsø-Block« + östlicher Kattegat-Arm sich in der Nacheiszeit tektonisch ungleich verhalten haben. Da aber Vendsyssel's Anstieg übereinstimmt mit der in ganz Skandinavien erkennbaren Landhebung, erscheint es wahrscheinlich, dass der »Læsø-Block« und das östliche Kattegat im Anstieg zurückgeblieben sind. Ob dies zutrifft, müssen Ergebnisse der Geophysik oder von Bohrungen entscheiden dadurch, dass sie Verwerfungen nachweisen.

### ZUSAMMENFASSUNG

Um den Abbau des Eises jünger als die durch die Halbinsel Vendsyssel erfolgte Spaltung des Inlandeises in Skagerrak- und Kattegat-Eis kennen zu lernen, wurde der Grund des Kattegat anhand der Seekarten und die anstossenden Landgebiete mittels der Karten 1:40.000 glacio-morphologisch untersucht. Es ergab sich, dass auf Sjælland zwischen den Eisströmen des Store Belt und des Øresund eine breite Eiszunge bestand. Sie sei Mittelsjælländischer oder Isefjord-Gletscher benannt. Dieser überfuhr im W etwas ältere Eisrandlagen des Store Belt-Gletschers. Im E schuf er Stauchmoränen, die in gleicher Richtung verlaufen wie die von entgegengesetzter Seite aufgespressten Randlagen des Øresund-Gletschers.

Dieser Isefjord-Eisstrom reichte, wie die untermeerischen Höhenzüge belegen, bis Briseis Flak und Lysegrund nach N. Jedoch entspricht der Briseis Flak-Bogen nicht dem äussersten Rand des von S gegen N vorgedrungenen baltischen Eises. Formen- und Geschiebe-Zusammensetzung auf Anholt und das zahlreiche Vorkommen baltischer Geschiebe bei Höganäs lassen annehmen, dass sich die nördlichste Grenze des baltischen Eises, das heisst die Fortsetzung der Ostjütischen Eisrandlage POUL HARDER's, über Anholt, Stora Middelgrund nach Kullen erstreckte.

Das nördliche Gegenstück hierzu fand sich am Grunde des Kattegat zwischen Læsø und der schwedischen Küste in Gestalt hintereinander gelegener Moränenbögen. Als ihr Äquivalent westlich von Læsø werden die Höhenzüge Jydske Aas bis Frederikshavn angesprochen. Der auffallende Höhenunterschied der Randmoränen-Komplexe beiderseits von Læsø

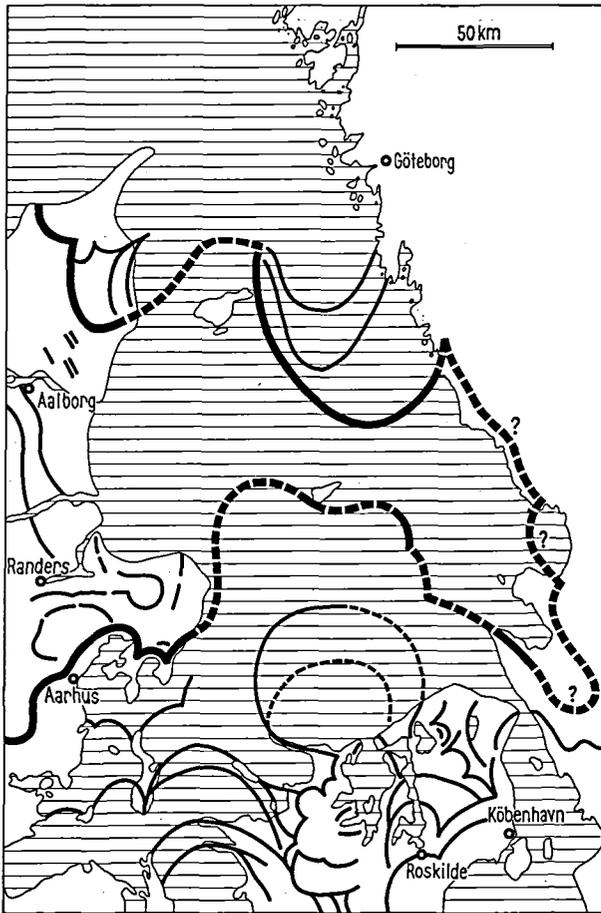


Abb. 6. Eisrandlagen im Kattegat. Erläuterung Seite 74.

lässt vermuten, dass Læsø und das östliche Kattegat weniger hoch aufgestiegen sind als Vendsyssel.

Die Fortsetzung der Ostjüdischen Eisrandlage, also des Moränenzuges D, verlief somit allem Anschein nach von Djursland über Anholt nach Kullen. Südlich anschliessend wird eine tiefe Kerbe Øresund-Eis vom schwedischen Eis getrennt haben. Von dort verlief die zeitlich der D-Eisrandlage entsprechende Randmoräne irgendwo nahe der schwedischen Küste nach N bis in die Gegend von Varberg, anschliessend bogenförmig nach S, nördlich um Læsø herum, dann wieder nach SW bis zum Jyske Aas und von dort nach NW über Sindal bis Tornby. Man wird daher künftig die Eisrandlagen D-Süd, D-Ost und D-Nord unterscheiden müssen.

Ein solcher Verlauf des mit der Randlage D gleichaltrigen Eisrandes ist bedingt durch die Möglichkeiten des Eiszuflusses während des Spät-

würm. Der Ostsee-Trog zog das Eis aus den Gebieten von Finnland und ganz Ost-Schweden an sich. Dadurch entstand der grösste Eisstrom im damaligen Nord-Europa, der baltische. Aus der Oslo-Senke kommendes Eis vereinte sich mit dem aus dem südlich anschliessenden Teilen Schwedens kommendem. Der grössere Teil dieses Eisstromes wird in das Skagerak geflossen sein. Der kleinere Teil drang gegen S vor und wurde vom Læsø-Block zweigeteilt. Aus dem kleinen Einzugsgebiet des benachbarten Westschwedischen Abhanges aber war der Eiszufluss zum Kattegat hin nur schwach. Daher lag dort der Eisrand schon bald auf dem kristallinen Untergrund West-Schwedens. Die Senke des Kattegat war somit für selbständige, von N und S vordringende Gletscher frei.

#### Erläuterung zu Abb. 6:

Die Randlagen des Store Belt-Gletschers liegen gut verfolgbar hintereinander. Die Randmoränen der verschiedenen Stadien des Ise-Fjord-Gletschers verlaufen derart verwickelt, dass man verführt wird, für die nördlichen Teile einen Zufluss aus NE zu vermuten. Jedoch liess sich für diese Deutung kein Anhalt finden. Es dürfte vielmehr der Ise-Fjord-Gletscher von S her anfangs so starken Eis-Zufluss erhalten haben, dass er im N von Sjælland als rundlicher Vorland-Gletscher weit in das Toteis-Gebiet des durch die Linie Djursland – Anholt – Kullen begrenzten ersten Vorstosses baltischen Eises vordrang, ferner nach E Loben gegen das Øresund-Eis vorpresste und im W Randmoränen des Store Belt-Gletschers überschritt.

Store Belt- und Isefjord-Gletschers entstammen beide dem baltischen Eisstrom; aber da der Store Belt-Gletscher in der Umbiegung nach N aussen lag, werden Randlagen gleichen Alters bei ihm weiter südlich angetroffen als beim Isefjord-Gletscher. Daher konnte Isefjord-Eis gegen W vordringen.

Gleichaltrigkeit der Moränenzüge ist nur unvollkommen zu erkennen. Zu unterscheiden sind bislang

1. Djursland – Anholt – Kullen Randlage.
2. Vorland-Gletscher und äusserste Randlagen in E und W, letztere mit den unter 1 genannten gemeinsam.
3. Oestlich Nykøbing S und Hundestedt.
4. Selsø – Jyllinge Stadium.
5. Bregentved um die Køge Bucht herum bis Herstedøster.

Die grossen Stauchmoränen südlich und nördlich des Zungenbecken-Restes mit der von Schmelzwassersanden erfüllten Aamose-Niederung sind wahrscheinlich mit Sjællands Odde und den Stauchmoränen von Alsønderup und Gribskov gleichaltrig.

Anhäufungen von Glazialschutt finden sich in Stauchmoränen und in Eisrandkerben (Bregentved, Sorø, Valsøllille). Die darin angereichert auftretenden Seen weisen auf tief gelegenes und daher spät getautes Toteis hin.

#### SCHRIFTTUM

- ANDERSEN, S. A., 1961. Geologisk Fører over Vendsyssel. – København.  
 GRIPP, K., 1964. Der Verlauf der Eisrandlagen zwischen Grenaa und Viborg. – Medd. Dansk Geol. Foren. Bd. 15 S. 346–358.  
 – 1966. Die Eisrandkerbe von Himmerland und der Abbau des wärmzeitlichen Eises im Bereich des Limfjordens. – Medd. Dansk Geol. Foren. Bd. 16 S. 138–152.  
 JESSEN, AXEL, 1897. Kortbladene Læsø og Anholt. – D.G.U. 1. Række Nr. 4.  
 – 1936. Vendsyssels Geologi. – D.G.U. V. Række Nr. 2.

- HANSEN, SIGURD, 1965. The Quaternary of Denmark. - In: The Geologic Systems: The Quaternary Vol. 1 New York - London - Sydney.
- und NIELSEN, ARNE VAGN, 1960. Glacialgeology of Southern Denmark - Guide to Excursions A 44 and C 39 Intern. Geol. Congr. XXI Session Norden.
- HARDER, POUL, 1908. En østjydske Israndlinje og dens Indflydelse paa Vandløbene - D.G.U. 2. Række Nr. 19.
- MILTHERS, V., 1931. Israndens Tilbagerykning fra Østjylland til Sjælland - Fyn, belyst ved Ledeblokke. - Medd. Dansk Geol. Foren. Bd. 8, S. 1-70.
- 1935. Nordøstsjællands Geologi - D.G.U. V. Række Nr. 3.
- 1943. Nordvestsjællands Geologi - D.G.U. V. Række Nr. 6.
- NIELSEN, ARNE VAGN, 1963. Ekspedition til Nordvest-Sjælland. - Medd. Dansk Geol. Foren., Bd. 16, S. 252-254.
- WENNBERG, G., 1949. Differentialrørelser i Inlandisen - Meddelanden Lunds Geol. - Mineral. Institution Nr. 114.