

Geomorphologische Prozesse in der Labrador- und Irmingersee. Ein Beitrag zur submarinen Geomorphologie einer subpolaren Meeresregion

Von Gerd Sommerhoff*

Zusammenfassung: Für den subpolaren Meeresraum der Labrador- und Irmingersee werden die morphologisch wirksamen Prozesse und ihr Einfluß auf die Reliefgestaltung des Meeresbodens dargestellt. Die Entstehung des Meeresbodens und seiner Strukturformen durch sea floor spreading-Prozesse und seine Gestaltung durch kaltzeitliche und rezente Formungsprozesse werden abgehandelt. Während der Kaltzeiten haben Meeresspiegelabsenkung und Schelfverglatterung zu verstärkter terrigener Sedimentzufuhr geführt und gravitative Sedimentbewegungen (Gleitungen, Rutschungen, Schlammströme) und Suspensionsströme auf den Kontinentelhängen begünstigt. Die rezente Morphodynamik ist durch starke Meeresströmungen gekennzeichnet, die während der kaltzeitlichen Unterbrechung des Ostgrönlandstromes in ihrer morphologischen Wirksamkeit stark eingeschränkt waren.

Summary: The morphological processes of the subpolar region of the Labrador and Irminger Sea and their influences on the sea bottom features are discussed. The generation of the original crustal features by sea floor spreading processes and the shaping of the sea bottom features by glacial and recent processes are described. During the glacial periods lowering of the sea level and shelf glaciation were responsible for an increased terrigenous sediment supply and have caused gravitational mass movement (sliding, slumping, mud flow) and turbidity currents on the continental slopes and rises. The recent morphodynamic is characterized by strong surface and bottom currents whose morphological influences during the glacial periods were reduced by the interruption of the East Greenland current and the overflow across the Denmark strait.

1. EINLEITUNG

Der Meeresboden ist wie die festländische Reliefsphäre das Ergebnis des Zusammenspiels von endogenen und exogenen Formungsprozessen. Der unter einer mehr oder weniger mächtigen Sedimentdecke begrabene Untergrund verdankt seine Gestalt den endogenen Vorgängen. Dieser primäre, durch sea floor spreading-Prozesse geprägte Meeresboden bildet die endogene Rohform für die exogene Reliefentwicklung, wobei sich der Meeresboden unter Neubildung ozeanischer Kruste weiter ausdehnt. Der endogen vorgegebene Rahmen wird durch die exogenen Vorgänge von Abtragung, Transport und Sedimentation zu dem heutigen, in der morphologischen Übersichtskarte dargestellten Bild des Meeresbodens gestaltet (Abb. 1).

Die submarine Reliefsphäre und ihre geomorphologische Entwicklung zu verstehen, setzt die Kenntnis der formbildenden endogenen und exogenen Prozesse voraus. Für den subpolaren Meeresraum des nordwestlichen Nordatlantik wurde daher eine Bestandsaufnahme der geomorphologischen Prozesse durchgeführt. Sie basiert auf einer Auswertung aller verfügbaren Literaturangaben über geomorphologisch wirksame Prozesse in diesem Meeresraum sowie auf eigenen Untersuchungen zur Geomorphologie des Meeresbodens in der Labrador- und Irmingersee (SOMMERHOFF 1973, 1975a,b, 1982). Auf der Grundlage dieser Untersuchungsergebnisse über Form und Genese des Meeresbodens werden die geomorphologischen Prozesse abgeleitet und in ihrer Reliefwirksamkeit bestimmt.

Das Untersuchungsgebiet, das in seiner morphologischen Großgliederung in Abb. 1. dargestellt ist, umfaßt die Labradorsee zwischen Labrador und Grönland und die Irmingersee zwischen Grönland und dem Reykjanes-Rücken. Im Norden grenzen die Davis- und Dänemarkstraße das Untersuchungsgebiet ab. Als

* Priv.-Doz. Dr. Gerd Sommerhoff, Institut für Geographie der Universität, Luisenstr. 37, 8000 München 2.

Über einen Teilaspekt der Thematik — die gemeinsamen klimamorphologischen Großformen polarer und subpolarer Meere — wurde auf dem 43. Deutschen Geographentag in Mannheim 1981 berichtet (vgl. SOMMERHOFF 1981).

geologisch-morphologische Südgrenze bietet sich die Charlie- oder Gibbs-Bruchzone an, jene markante Störung auf 53°N, an welcher der mittelatlantische Rücken um ca. 300 km gegenüber dem Reykjanes-Rücken nach Osten versetzt ist (Abb. 2). Die Irmingersee stellt ein Teilbecken des älteren und größeren Labradorseebeckens dar.

Aufgrund seiner niedrigen Wassertemperaturen und seiner Eisbedeckung gehört das Untersuchungsgebiet zu den subpolaren Meeren. Ozeanographisch und geomorphologisch sind drei Hauptfaktoren für das Untersuchungsgebiet kennzeichnend:

- starke Oberflächenströmungen, insbesondere im Bereich der ozeanischen Polarfront des Ostgrönlandstromes
- starke Bodenströmungen durch Einstrom schweren arktischen Bodenwassers über die Dänemarkstraße
- Eisbedeckung weiter Gebiete, insbesondere während des Polarwinters

2. ENDOGENE PROZESSE UND IHR EINFLUSS AUF DEN MEERESBODEN

2.1. Entstehung des Meeresbodens durch sea floor spreading-Prozesse

Sea floor spreading-Prozesse haben die endogene Rohform und geologische Entwicklung des Meeresbodens in der Labrador- und Irmingersee geprägt. Einen Schlüssel zum Verständnis der primären Bildung des Meeresbodens durch sea floor spreading-Prozesse liefert das magnetische Anomalienmuster, in dem die geologische Entwicklung des Untergrundes gleichsam eingefroren ist.

2.1.1. Magnetisches Anomalienmuster

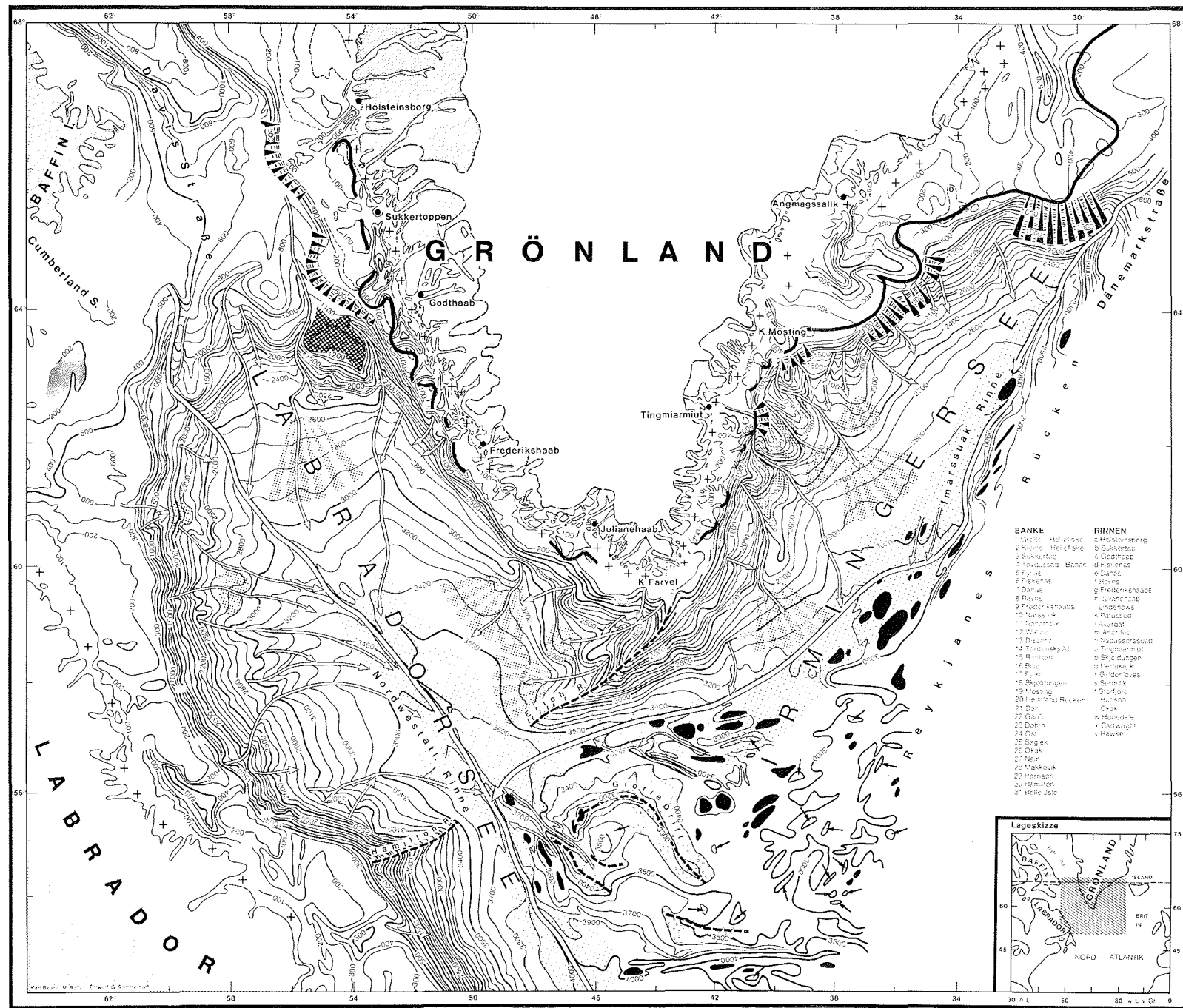
In Abb. 2. ist das magnetische Anomalienmuster der Labrador- und Irmingersee wiedergegeben. Die Darstellung, die die bisherigen magnetischen Untersuchungsergebnisse zusammenfaßt, basiert auf den Arbeiten von SRIVASTAVA (1978), TALWANI et al. (1971), HERRON & TALWANI (1972), ARIC (1972) und JOHNSON, SOMMERHOFF & EGLOFF (1975).

Die magnetischen Anomalien der Labradorsee ordnen sich nach Abb. 2. in zwei unterschiedlichen symmetrischen Streifenmustern an. Ein zentrales Streifenmuster zwischen Anomalie 24—20 verläuft in der nördlichen Labradorsee NW—SE, schwenkt südlich von Grönland in W-E-Richtung ein und biegt dann in fast rechtem Winkel in N-S-Richtung um. Das zentrale Anomalienmuster wird von einem NW-SE verlaufenden randlichen Streifenmuster (Anomalie 32—25) eingerahmt, das in der nördlichen Labradorsee in einem Winkel von rd. 30° zu dem zentralen Anomalienmuster verläuft. In der Irmingersee sind die magnetischen Anomalien bis Anomalie 13 durchgehend bis zur Charlie-Bruchzone auf 53°N parallel zum Reykjanes-Rücken angeordnet. Alle älteren Anomalien biegen südlich Kap Farvel in scharfem Knick in die Labradorsee ein. Dieses Anomalienmuster weist drei Platten aus, die nordamerikanische, grönländische und eurasiatische, die südlich Kap Farvel in einem Dreiplatteneck (triple junction) aneinander grenzen.

2.1.2. Ausdehnung der Labrador- und Irmingersee

Auf der Grundlage des magnetischen Anomalienmusters können Entstehung und geologische Entwicklung der Labrador- und Irmingersee im Sinne der Plattentektonik rekonstruiert werden. Die folgende Darstellung orientiert sich an LE PICHON et al. (1971), LAUGHTON (1971) und SRIVASTAVA (1978). Danach lassen sich zusammenfassend drei Entwicklungsphasen unterscheiden, die sich aus dem Wechsel von einer Zweiplattenbewegung zu einer Dreiplatten- und wieder zu einer Zweiplattenbewegung ergeben:

	magnet. Anomalie	10 ⁶ Jahre
1. Phase: Obere Kreide — oberes Paläozän	32—24	75—60
2. Phase: Unteres Paläozän — Eozän	24—14	60—40
3. Phase: Ausgehendes Eozän — rezent	13— 1	40—heute



BANKE	RINNEN
1. Høje	a. Holsteinsborg
2. Sukkertoppen	b. Sukkertoppen
3. Godthaab	c. Godthaab
4. Trusshavn - Banan	d. Trusshavn
5. Fyllis	e. Dams
6. F. Skjold	f. Fyllis
7. Dams	g. Frederikshaab
8. Ravn	h. Julianehaab
9. Prætorius	i. Lundenæs
10. Høje	k. Høje
11. Høje	l. Avatart
12. Høje	m. Avatart
13. Høje	n. Nordostpassat
14. Høje	o. Tingmiarmiut
15. Høje	p. Bjordlungen
16. Høje	q. Høje
17. Høje	r. Gudermoes
18. Bjordlungen	s. Bjordlungen
19. Høje	t. Høje
20. Høje	u. Høje
21. Høje	v. Høje
22. Høje	w. Høje
23. Høje	x. Høje
24. Høje	y. Høje
25. Høje	z. Høje
26. Høje	
27. Høje	
28. Høje	
29. Høje	
30. Høje	
31. Høje	



Abb. 1: Bathymetrisch — morphologische Übersichtskarte der Labrador- und Irmingersee (Mercator-Projektion, Maßstab ca. 1 : 10 Mio. auf 60°N; nach SOMMERHOFF 1982)

Fig. 1: Bathymetric — morphological map of the Labrador and Irminger Sea (Mercator Projection, scale 1 : 10 Mill. at 60°N; according to SOMMERHOFF, 1982).

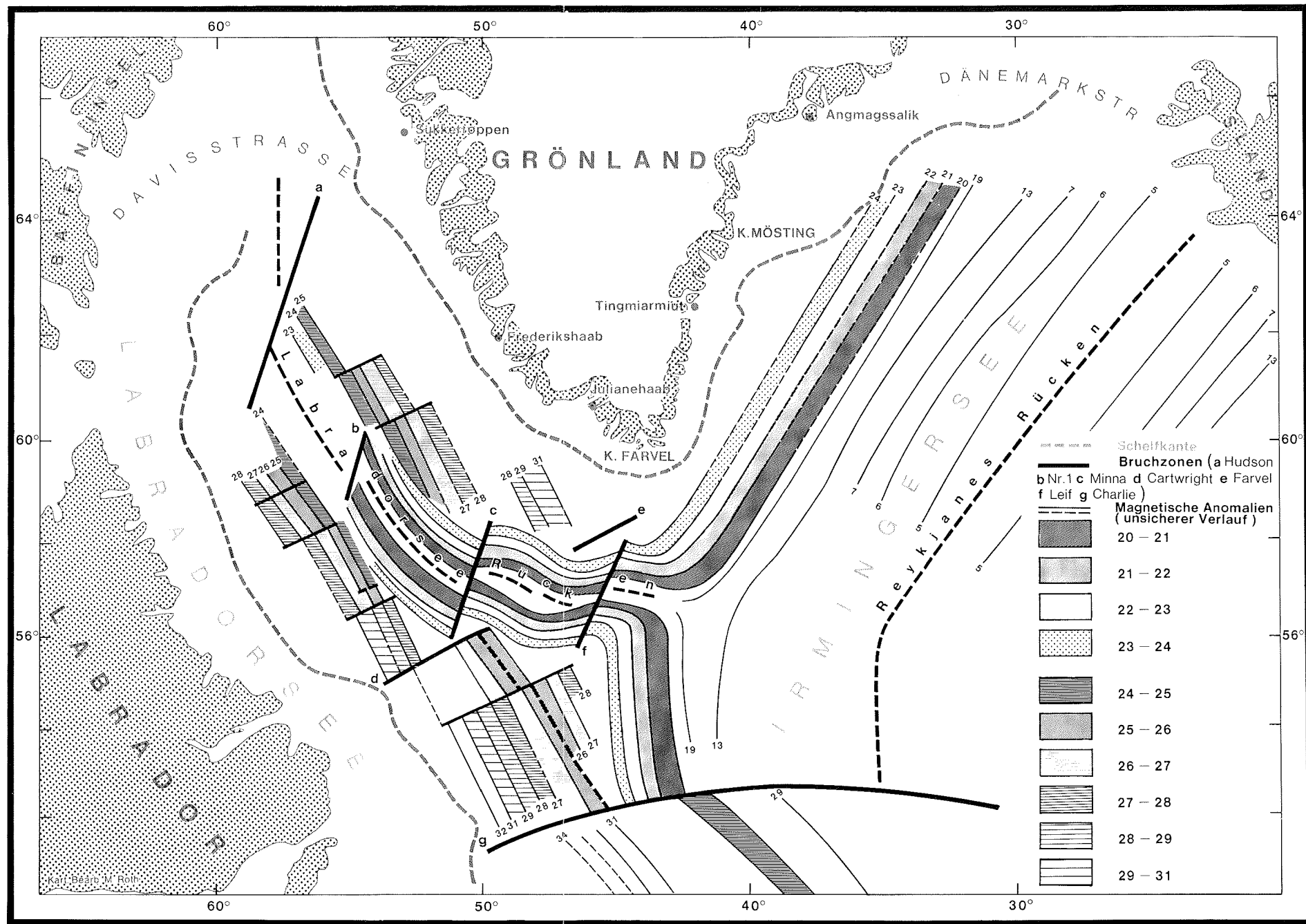


Abb. 2: Magnetisches Anomalienmuster der Labrador- und Irmingersee (Mercator-Projektion, Maßstab ca. 1 : 11 Mio. auf 60°N; Grundlagen: SRIVASTAVA 1978, TALWANI et al. 1971, HERRON & TALWANI 1972, ARIÇ 1972, JOHNSON et al. 1975).

Fig. 2: Magnetic stripes of the Labrador and Irminger Sea (Mercator Projection, scale 1 : 11 Mill. at 60°N; Sources: SRIVASTAVA, 1978; TALWANI et al., 1971; HERRON & TALWANI, 1972; ARIÇ, 1972; JOHNSON et al., 1975).

Während der ersten Öffnungsphase trennt sich Nordamerika von Grönland-Europa, die zu dieser Zeit noch eine zusammenhängende Platte bilden. Die Labradorsee entsteht. Ihr Meeresboden dehnt sich am Labradorsee-Rücken aus. Die Zerreißung (rifting) setzt in der südlichen Labradorsee vor 75 Mio. Jahren ein und erreicht die nördliche Labradorsee vor 68 Mio. Jahren.

Während der zweiten Phase trennt sich Europa zusammen mit dem Rockall-Plateau von Grönland. Die Irmingersee entsteht und weitet sich am Reykjanes-Rücken aus. Durch die gleichzeitige Ausdehnung des Meeresbodens von Irmingersee und Labradorsee bildet sich südlich Kap Farvel, wo Reykjanes- und Labradorsee-Rücken aufeinandertreffen, ein Dreiplatteneck (triple junction). Hier stoßen nordamerikanische, grönländische und europäische Platte aneinander.

Während der dritten Entwicklungsphase wird der Labradorsee-Rücken inaktiv, die Ausdehnung der Labradorsee hört auf. Grönland bewegt sich zusammen mit der nordamerikanischen Platte. Das Dreiplatteneck verliert seine Funktion. Die Ausdehnung der Irmingersee setzt sich dagegen am Reykjanes-Rücken bis in die Gegenwart hinein fort.

2.2. Endogen geprägte Strukturen des Meeresbodens.

Die Großgliederung des Meeresbodens in Kontinentalrand, Tiefseebecken und mittelozeanische Rücken ist das Ergebnis endogener, tektonischer und vulkanischer Prozesse.

2.2.1. Mittelozeanische Rücken

In der Labrador- und Irmingersee sind zwei mittelozeanische Rücken zu unterscheiden: der inaktive Labradorsee-Rücken und der aktive Reykjanes-Rücken. Beide stellen Ausläufer des mittelatlantischen Rückens dar (Abb. 2).

Der Labradorsee-Rücken ist bis auf wenige isolierte Tiefseehügel, insbesondere südlich von Kap Farvel, unter einer mächtigen Sedimentdecke begraben und konnte daher erst durch geophysikalische Untersuchungen nachgewiesen und lokalisiert werden. In weiten Bereichen ist er durch einen Scheitelgraben mit Massendefizit und eine randliche Kammregion mit Massenüberschuß gekennzeichnet. Er deckt sich mit der Symmetrie-Achse der magnetischen Anomalien (SRIVASTAVA 1978).

Ein älterer Labradorsee-Rücken fällt mit Anomalie 25 zusammen und gehört zu dem älteren randlichen Anomalienmuster (LAUGHTON 1971, SRIVASTAVA 1978). Er verläuft in spitzem Winkel zu dem jüngeren zentralen Anomalienmuster mit dem jüngeren Labradorsee-Rücken, dem sogenannten „Ran“-Rücken*). Die Lage der beiden Rücken und ihrer zugehörigen Anomalienmuster zueinander weist darauf hin, daß sich die Rckenachse zwischen Anomalie 25 und 24 verlagert hat und die Ausdehnung des Meeresbodens damit eine neue Richtung eingenommen hat (Abb. 2).

Topographie und Morphologie des Reykjanes-Rückens sind durch die endogenen Prozesse des sea floor spreading bestimmt (ULRICH 1960, TALWANI et al. 1971, ARI 1972). Das zeigt sich in Bruchschollen- und Horst-Graben-Strukturen, vulkanischen Formen und der symmetrischen Anordnung der morphologischen Großformen (Horst-Graben-Zone, Bruchschollenzone, Staffelzone, Tiefseehgelzone) um die Rckenachse.

2.2.2. Bruchzonen

Sieben Hauptbruchzonen konnten aufgrund geophysikalischer Untersuchungen in der Labrador- und Irmingersee registriert werden. Das jüngere magnetische Streifenmuster der zentralen Labradorsee ist an vier NE-streichenden Querverwerfungen (transform faults) gegeneinander versetzt (Abb. 2).

* VOGT & AVERY (1974) schlagen für diesen Rücken den Namen „Ran“ (= Frau des nordischen Meergottes Aegir) vor. Hier wird jedoch für den älteren und jüngeren Rücken der einheitliche Name „Labradorsee-Rücken“ bevorzugt.

Die Leif-Verwerfung mit einem Versetzungsbetrag von 30 km konnte durch Untersuchungen von LAUGHTON (1972) und VOGT & AVERY (1974) identifiziert werden. Sie bildet den Westhang des zum jüngeren Labradorsee-Rücken gehörenden „Runa“-Tiefseehügels (auf 46°W zwischen Imarssuak Rinne und Gloria Drift-Sedimentrücken in Abb 1) und wird damit auf 3 km Länge auch topographisch als Bruchstufe wirksam. An der Minna-Bruchzone ist der Labradorsee-Rücken um 50 km nach NNE versetzt, während die parallel zu ihr verlaufende „Nr. 1“-Bruchzone nur einen Versetzungsbetrag von ca. 25 km aufweist (SRIVASTAVA 1978). Die Hudson-Bruchzone konnte durch Untersuchungen von LE PICHON et al. (1971) und SRIVASTAVA (1978) nachgewiesen werden.

Die älteren Bruchzonen des randlichen Anomalienmusters verlaufen schräg zu den genannten Bruchzonen der zentralen Labradorsee. Die von LE PICHON et al. (1971) entdeckte Farvel-Bruchzone erstreckt sich als Basement-Doppelrücken unter dem Erich-Sedimentrücken. Ihr westliches Pendant stellt die Cartwright-Bruchzone dar, die ebenfalls in NE-Richtung streicht, aber etwas nach S versetzt ist, bedingt durch die spätere Ausdehnung der zentralen Labradorsee in SW-NE-Richtung. In der Zusammenfügung der Kontinente durch BULLARD et al. (1965) decken sich beide Verwerfungen. An der Cartwright-Bruchzone, die von VAN DER LINDEN & SRIVASTAVA (1975) und SRIVASTAVA (1978) lokalisiert wurde, ist das Anomalienmuster um ca. 90 km gegeneinander versetzt.

Die Charlie-Bruchzone durchschneidet auf 53°N das ältere und jüngere Anomalienmuster. An ihr ist der mittelatlantische Rücken um ca. 300 km gegenüber dem Reykjanes-Rücken versetzt. Diese den ganzen Nordatlantik querende Hauptbruchzone ist für dessen Öffnung und Entwicklung von entscheidender Bedeutung. Ihr Verlauf ist durch die Untersuchungen von JOHNSON (1967), FLEMING et al. (1970) und OLIVET et al. (1974) gut bekannt. Die Charlie-Bruchzone macht sich topographisch in einer W-E-streichenden Tiefseehügel-Kette und zwei bis 4000 m tiefen Gräben bemerkbar (Abb. 1).

2.2.3. Tiefseehügel

Die Tiefseehügel der Labrador- und Irmingersee stellen isolierte Aufragungen des ozeanischen Untergrundes dar. In der Irmingersee sind sie als Tiefseehügelzone entlang der Fußregion des Reykjanes-Rückens angeordnet (Abb. 1). In der südlichen Labradorsee bilden Basement-Aufragungen des älteren und jüngeren Labradorsee-Rückens zusammen mit der Charlie-Bruchzone eine nach Osten geöffnete, hufeisenförmige Basementstruktur, die sich topographisch in linear angeordneten Tiefseehügeln widerspiegelt (Abb. 1 u 2).

Die sich in den Tiefseehügeln durchpausenden Basementstrukturen sind für die Sedimentationsverhältnisse in der südlichen Labradorsee, insbesondere für die Ablagerung der Sedimentrücken der Gloria Drift, von großer Bedeutung gewesen (vgl. Kap. 3.1.2).

2.2.4. Marginalplateaus und Marginalrinnen

Von schollentektonischen Absinkbewegungen des Kontinentalrandes zeugen Marginalplateaus südöstlich von Kap Farvel und südwestlich von Godthaab (Abb. 1).

Südöstlich von Kap Farvel unterbricht eine 15–20 km breite plateauartige Verflachung zwischen 600–1200 m Tiefe den Abfall des Kontinentalhanges. Ihre Bruchschollenstruktur verrät sich in horstartigen Erhebungen und grabenartigen Senken. Die Deutung des Marginalplateaus als abgesunkene Kontinentalscholle wird durch magnetische Daten untermauert. Nach JOHNSON, SOMMERHOFF & EGLOFF (1975) ist Anomalie 24 die älteste magnetische Anomalie der Irmingersee (Abb. 2). Zwischen der Anomalie und dem grönländischen Kontinentalrand liegt bis 64°N ein Bereich ohne magnetische Anomalien. Das weist darauf hin, daß es sich hier nicht um magnetisierte ozeanische Kruste, sondern um abgesunkene Kontinentalschollen handelt.

Das Marginalplateau südwestlich von Godthaab zwischen 63° und 64°N zeigt sich als breite Verflachung

in 1100—1200 m Tiefe, die durch eine deutlich ausgebildete Marginalrinne vom oberen Kontinentalhang getrennt ist (Abb. 1). Canyonartige Einschnitte begrenzen dieses Marginalplateau auch im W und SW. Mit einer ca. 1000 m hohen Randstufe fällt das Plateau zur Kontinentalflußregion im S ab. Nach den geologisch-geophysikalischen Untersuchungen von JOHNSON et al. (1969, 1973) handelt es sich hier um eine abgesunkene Kontinentalscholle aus vermutlich mesozoischen und alttertiären Sedimentgesteinen. Die das Marginalplateau begrenzenden canyonartigen Einschnitte sind als tektonisch angelegte Marginalrinnen zu deuten (JOHNSON et al. 1973).

3. EXOGENE VORGÄNGE UND IHR EINFLUSS AUF DEN MEERESBODEN

Durch die exogenen Prozesse der Abtragung und Aufschüttung sind die endogen geprägten Strukturen des Meeresbodens weitgehend umgestaltet und verschüttet worden.

Während in der Flachmeerregion der Schelfe Abtragungs- und Transportprozesse dominieren, überwiegen in der Tiefseeregion Ablagerungs- und Umlagerungsprozesse. Kontinentalhang und Fußregion der Labrador- und Irmingersee stellen bevorzugte Sedimentationsräume dar, auf denen der Großteil terrigen zugeführter Sedimente zum Absatz gekommen ist. Die endogenen Strukturen sind daher weitgehend unter mächtigen Sedimentaufschüttungen verdeckt.

Bei den exogenen Vorgängen sind rezente und vorzeitliche, insbesondere kaltzeitliche, Formungsprozesse zu unterscheiden.

3.1. *Rezente Formungsprozesse*

Die Wirksamkeit der rezenten Formungsprozesse reicht rd. 5000 Jahre zurück, als sich der Meeresspiegel in dem heutigen Niveau zu stabilisieren begann (MILLIMAN & EMERY 1968, CURRAY 1965).

Von morphologischer Wirksamkeit sind im Meer alle Wasserbewegungen, wenn sie eine bestimmte Geschwindigkeit überschreiten. Zu diesen Wasserbewegungen gehören Seegang und Gezeiten sowie durch Wind und Dichteunterschiede bedingte Meeresströmungen.

3.1.1. Seegang und Gezeiten

Seegang und Gezeiten sind in ihrer morphologischen Wirksamkeit auf die Küstenregion und die flachsten Bereiche der Schelfbänke vor SW-Grönland beschränkt.

In dem Küstenvorfeld wirken sich diese Vorgänge durch Abrasion und Sedimenttransport nachhaltig auf den Meeresboden aus. Mit zunehmender Wassertiefe und Küstenentfernung nimmt ihr morphologischer Einfluß jedoch stark ab. Als meerrwärtige Abgrenzung kann angenähert die 20 oder 30 m-Isobathe dienen. Genauere Angaben lassen sich nicht machen, da keine Messungen vorliegen. Da die Morphologie des Küstenvorfeldes nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist, soll auf diese Prozesse hier auch nicht näher eingegangen werden.

Die südwestgrönländischen Schelfbänke liegen im allgemeinen unterhalb der 30 m-Isobathe (Tab. 1). Nur die Große Hellefiske-Bank ragt über 20 m Wassertiefe auf (Minimaltiefe = 8 m), gehört aber mit ihrem Flachbereich bereits zu der Küstenregion (Abb. 1). Von den übrigen Bänken steigen nur die Kleine Hellefiske-Bank und die Fyllas-Bank über 30 m Wassertiefe auf. Aufgrund der in Tab. 1 wiedergegebenen mittleren und minimalen Tiefen der Schelfbänke vor SW-Grönland darf angenommen werden, daß die Bänke nur in einem schmalen Bereich, der über 50 m Wassertiefe aufragt, von Oberflächenwellen überformt werden, und auch hier nur episodisch bei Orkanwellen mit großem Tiefgang. Dieser im Einflußbereich starker Oberflächenwellen liegende Flachbereich der Schelfbänke deckt sich mit der Eisrandlage der morphologischen Karte (Abb. 1). Gegenüber der beträchtlichen Wirkung der Oberflächenwellen

Bänke	mittlere Tiefe (m)	Minimaltiefe (m)
Große Hellefiske	55	8
Kleine Hellefiske	65	25
Sukkertop	75	32
Tovqussaq (Banan)	60	40
Fyllas	55	28
Fiskenäs	70	36
Danas	70	43
Ravns	70	61
Frederikshaabs	70	54
Narssalik	90	61

Tab. 1: Tiefenverhältnisse der Schelfbänke vor SW-Grönland (Sommerhoff 1975a: 24)

Tab. 1: Depth Conditions of the shelf banks off SW Greenland (SOMMERHOFF, 1975a: 24)

im Küstenbereich ist daher ihr rezenter Einfluß auf den Meeresboden des Schelfs als unbedeutend anzusehen.

Dagegen können Gezeitenwellen und -strömungen bis in größere Tiefen durchgreifen, so daß auf den Schelfbänken mit Gezeitenwirkung zu rechnen ist.

3.1.2. Meeresströmungen

Während die morphologische Wirkung von Seegang und Gezeiten weitgehend auf die Küstenregion begrenzt ist, wird die rezente Morphodynamik des offenen Meeres durch starke Meeresströmungen gesteuert. Da ihre morphologische Wirksamkeit von den Strömungsgeschwindigkeiten abhängt, sind in Abb. 3 u. 4 Oberflächen- und Tiefenströmungen mit ihren Geschwindigkeiten dargestellt. In den Karten sind alle verfügbaren Strömungsdaten zusammengefaßt.

Angaben über die Meeresströmungen der Labrador- und Irmingersee finden sich bei CREASE (1965), DIETRICH (1957, 1961, 1969), DUNBAR (1951), GADE et al. (1965), JONES et al. (1970), LAZIER (1973), LEE (1967), LEE & ELLET (1965), MALMBERG (1972), MANN (1969), RABINOWITZ & EITREIM (1974), STEFANSSON (1968), STEIN (1972, 1974), SWALLOW & WORTHINGTON (1969), WORTHINGTON (1969, 1970, 1976), WORTHINGTON & VOLKMANN (1965) und in THE HYDROGRAPHER OF THE NAVY (1965).

Bei der Interpretation von Abb. 3 u. 4 ist zu beachten, daß die dargestellten Meeresströmungen auf zeitlich getrennten Messungen und Berechnungen beruhen. Die Oberflächenzirkulation wird von zwei im Gegenuhrzeigersinn kreisenden Strömungswirbeln bestimmt (Abb. 3). In der Irmingersee wird das Zirkulationssystem vom Ostgrönland- und Irmingerstrom, in der Labradorsee vom Westgrönland- und Labradorstrom aufgebaut. Der Volumentransport des Ostgrönlandstromes wird von WORTHINGTON (1970) mit 3 Mio. m³/sec kalkuliert. Die Angaben für den Westgrönlandstrom schwanken zwischen 5—7 Mio. m³/sec. Durch den Labradorstrom werden zwischen 2—5 Mio. m³/sec transportiert (Abb. 5).

Die morphologische Relevanz dieser starken Meeresströmungen liegt in ihren großen Strömungsgeschwindigkeiten und ihrer Funktion als Transportmedium für Sedimente und Meereis. Nach Abb. 3 werden die größten Geschwindigkeiten über den Schelfgebieten gemessen. Auf dem Grönlandschelf liegt die Zone maximaler Geschwindigkeit auf dem Außenschelf und deckt sich mit der ozeanischen Polarfront. Hier werden Geschwindigkeiten von 15 cm/sec und mehr erreicht. Besonders starke Strömungen mit Geschwindigkeiten über 20 cm/sec treten an der grönländischen Südspitze zwischen Kap Farvel und Godthaab auf. Zur Küste und zum offenen Meer hin nehmen die Geschwindigkeiten bis unter 4 cm/sec ab. Im Bereich der Davisstraße weist der Westgrönlandstrom seine niedrigsten Geschwindigkeiten (um 5 cm/sec) auf. Der Labradorstrom erreicht über den Schelfgebieten vor Labrador und Neufundland Geschwindigkeiten von über 15 cm/sec.

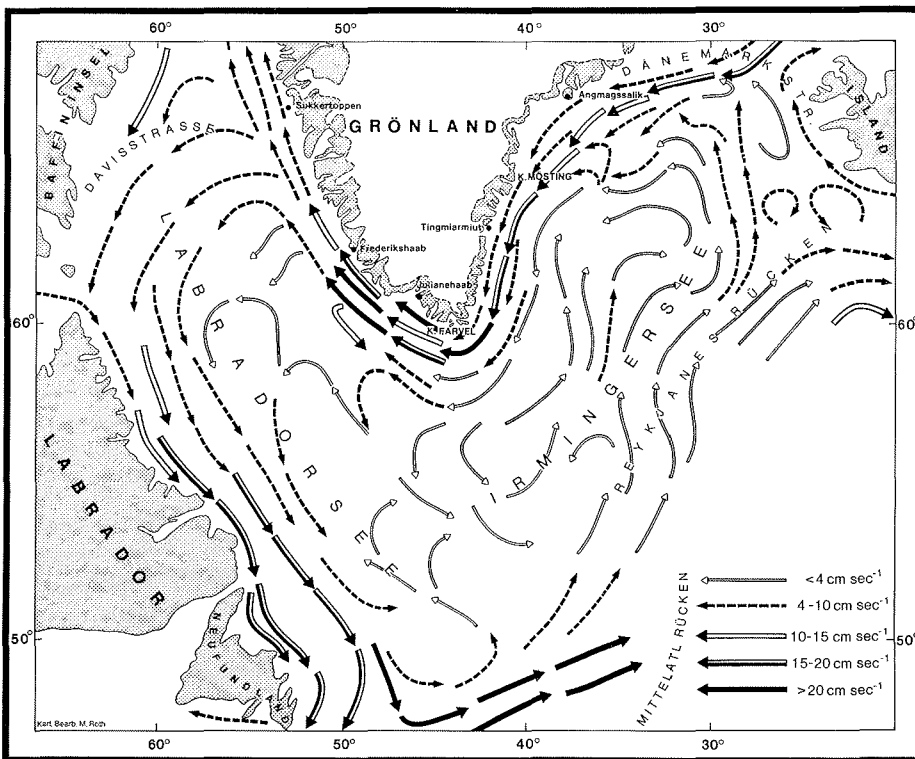


Abb. 3: Oberflächenströmungen der Labrador- und Irmingersee: Fließgeschwindigkeiten in cm/sec (Grundlagen: CREASE 1965, DIETRICH 1957, 1961, 1969, DUNBAR 1951, GADE et al. 1965, JONES et al. 1970, LAZIER 1973, LEE 1967, LEE & ELLET 1965, MALMBERG 1972, MANN 1969, RABINOWITZ & EITREIM 1974, STEFANSSON 1968, STEIN 1972, 1974, SWALLOW & WORTHINGTON 1969, WORTHINGTON & VOLKMANN 1965, THE HYDROGRAPHER OF THE NAVY 1965).

Fig. 3: Surface currents of the Labrador and Irminger Sea: current velocities in cm/sec (Sources: CREASE, 1965; DIETRICH, 1957, 1961, 1969; DUNBAR, 1951; GADE et al., 1965; JONES et al., 1970; LAZIER, 1973; LEE, 1967; LEE & ELLET, 1965; MALMBERG, 1972; MANN, 1969; RABINOWITZ & EITREIM, 1974; STEFANSSON, 1968; STEIN, 1972, 1974; SWALLOW & WORTHINGTON, 1969; WORTHINGTON & VOLKMANN, 1965; THE HYDROGRAPHER OF THE NAVY, 1965).

Nach den Angaben bei HEEZEN & HOLLISTER (1964) reichen Fließgeschwindigkeiten um die 5 cm/sec für den Transport feiner Korngrößen aus. Damit kann terrigen zugeführtes und in der Küstenregion durch Wellen und Gezeiten aufgewirbeltes Feinsediment aufgenommen und weitergetragen werden.

Die Bodenströmungen der Labrador- und Irmingersee haben ihren Ursprung in dem Ausstrom schweren arktischen Bodenwassers aus dem Europäischen Nordmeer über den Grönland-Island-Schottland-Rücken. Durch die internationalen „Overflow“-Expeditionen von 1960 (Island-Färöer-Rücken) und 1973 (Grönland-Island-Rücken) konnte der Mechanismus der Überströmung aufgeklärt werden (TAIT 1967, DIETRICH et al. 1975, MÜLLER et al. 1979).

Das schwere arktische Bodenwasser tritt schubweise über die Dänemarkstraße in die Irmingersee und strömt mit großer Geschwindigkeit den Grönland-Island-Rücken hinab. Als geostrophischer Konturstrom folgt das Bodenwasser den Konturlinien des grönländischen und kanadischen Kontinentalfußes (Abb. 5). Das Overflow-Wasser des Island-Färöer-Rückens fließt durch das Islandbecken nach SW und dringt durch die Charlie-Bruchzone auf 53°N in das Labradorseebecken ein (Abb. 5). Der Einstrom arktischen Bodenwassers über die Dänemarkstraße in die Irmingersee wird von DIETRICH (1957) auf 5 Mio. m³/sec berechnet. Das Einfließen arktischen Bodenwassers in die Labradorsee südlich von Kap Farvel ist durch die Strömungsmessungen von SWALLOW & WORTHINGTON (1969) und JONES et al.

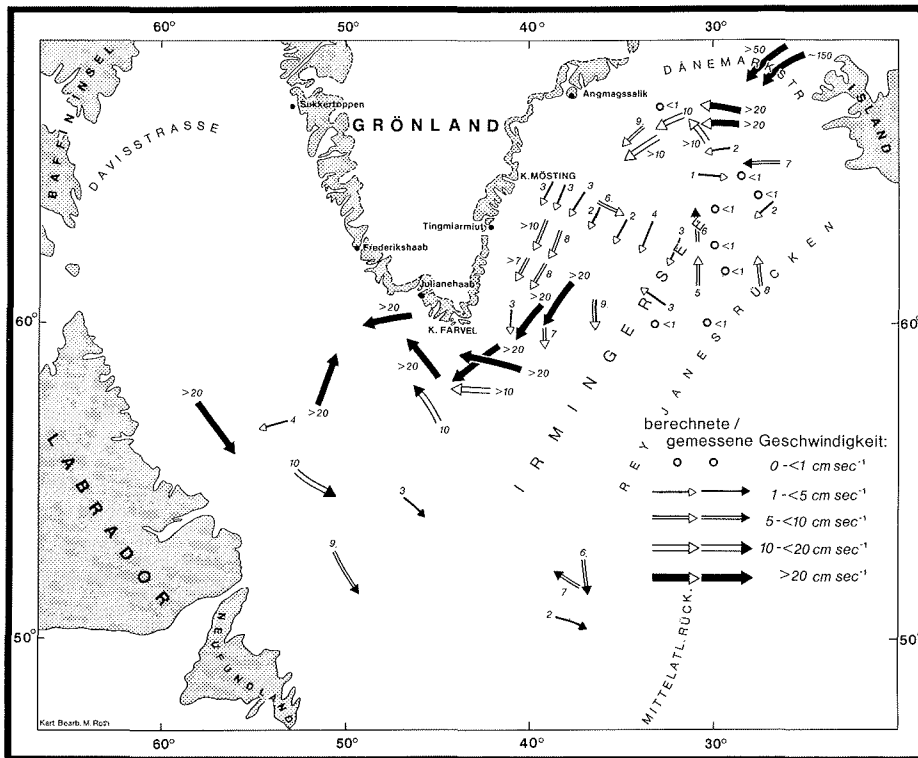


Abb. 4: Bodenströmungen der Labrador- und Irmingersee: Fließgeschwindigkeiten in cm/sec (Grundlagen: vgl. Abb. 3).

Fig. 4: Bottom currents of the Labrador and Irminger Sea: current velocities in cm/sec (Sources: see Fig. 3).

(1970) gut belegt. Ihre Werte des Wassermassentransportes schwanken zwischen 10 und 16 Mio. m³/sec. Durch den Bodenstrom vor Labrador werden nach SWALLOW & WORTHINGTON (1969) und JONES et al. (1970) 5–7 Mio. m³/sec nach SE transportiert (Abb. 5).

Der Transport arktischer Wassermassen durch die Charlie-Bruchzone wird von WORTHINGTON & VOLKMANN (1965) auf ca. 5 Mio. m³/sec berechnet. Auf 54°N werden durch den Bodenstrom bereits ca. 8 Mio. m³/sec nordwärts transportiert, wogegen der Wassermassentransport auf 59°N nur noch bei 2 Mio. m³/sec liegt. Sofern diese Unterschiede nicht durch zeitliche Schwankungen bedingt sind, ist die Transportzunahme von 5 auf 8 Mio. m³/sec auf die Zuführung von Wassermassen aus der südlichen Labradorsee zurückzuführen. Dagegen ist die Transportabnahme von 8 auf 2 Mio. m³/sec nach DAVIES & LAUGHTON (1972) vermutlich dadurch bedingt, daß der größte Teil des Bodenstromes zwischen 54° und 59°N nach W abdreht. EGLOFF & JOHNSON (1975) schließen hieraus auf einen im Gegenuhrzeigersinn kreisenden Wirbel in der südlichen Labradorsee, der sich mit der Lage des Gloria Drift-Sedimentrückens deckt.

Bodenströmungen mit hohen Geschwindigkeiten von 10–20 cm/sec und mehr sind auf ein isobathenparalleles Band entlang des Kontinentalfußes von Grönland und Labrador beschränkt (Abb. 4). Nach DIE-TRICH (1957) werden am ostgrönländischen Kontinentalfuß in einem schmalen Stromband Geschwindigkeiten bis zu 27 cm/sec erreicht. Fließgeschwindigkeiten von 40 cm/sec konnten GADE et al. (1965) registrieren. Extrem hohe Stromgeschwindigkeiten von 50–150 cm/sec wurden von WORTHINGTON (1969), MALMBERG (1972) und STEIN (1974) in der Dänemarkstraße gemessen. Am Fußhang vor La-

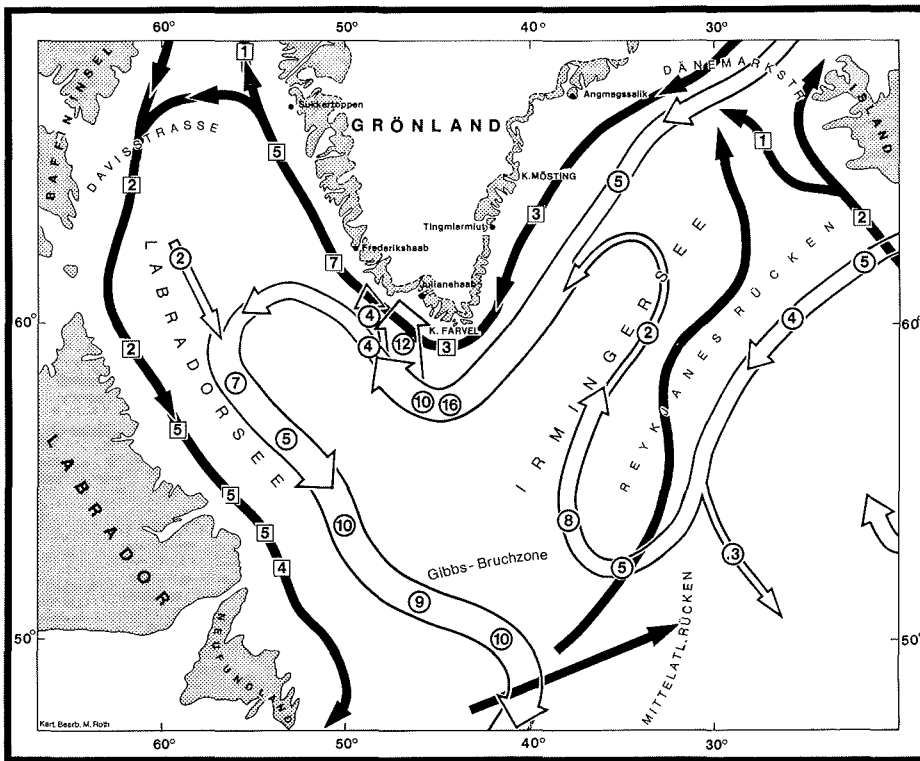


Abb. 5: Wassermassentransport durch Meeresströmungen in der Labrador- und Irmingersee in Mio. m³/sec (Oberflächenströmungen = schwarzes Band, Tiefenströmungen = weißes Band; Grundlagen: DIETRICH 1957, DUNBAR 1951, JONES et al. 1970, SWALLOW & WORTHINGTON 1969, WORTHINGTON & VOLKMANN 1965, WORTHINGTON 1970, 1976).

Fig. 5: Volume transport of surface and bottom currents in the Labrador and Irminger Sea in Mill. m³/sec (Sources: DIETRICH, 1957; DUNBAR, 1951; JONES et al., 1970; SWALLOW & WORTHINGTON, 1969; WORTHINGTON & VOLKMANN, 1965; WORTHINGTON, 1970, 1976).

brador weist der Bodenstrom nach SWALLOW & WORTHINGTON (1969) mittlere Geschwindigkeiten von 7–10 cm/sec auf. Abseits dieses Starkstrombandes entlang der Kontinentalfußregionen von Grönland und Labrador verringern sich die Geschwindigkeiten auf unter 4 cm/sec, wobei die Strömungsrichtungen stark wechseln.

Bodenströmungen unter 10–15 cm/sec reichen für erosive Prozesse nicht aus (vgl. HEEZEN & HOLLISTER 1964). Auf den Schelfgebieten sind daher die Strömungen zur Abtragung von Sedimenten nicht fähig. Eine Ausnahme bilden hier nur die starken Strömungen der Dänemarkstraße, die aber weitgehend auf die Querrinne des Grönland-Island-Rückens beschränkt sind. Dagegen reichen die kräftigen Bodenströmungen am Fuß des grönländischen und kanadischen Kontinentalhanges für das Einsetzen erosiver Prozesse aus. Bei Geschwindigkeiten von 15–20 cm/sec ist der hangparallele Bodenstrom durchaus in der Lage, Schluff und nicht kohäsive Tone zu erodieren und zu verfrachten.

Daß durch diese Konturströme Feinsedimente transportiert werden, läßt sich aus Trübungsmessungen von JONES et al. (1970) ableiten, wonach die bodennahen Wasserschichten im Bereich dieser Bodenströmungen durch erhöhte Trübung gekennzeichnet sind. Weitere Hinweise auf starke Bodenströmungen liefern auch Sedimentrippeln, die sich in Tiefseephographien (RABINOWITZ & EITREIM 1974) und Echogrammen (SOMMERHOFF 1982) deutlich zu erkennen geben.

Zur Ablagerung von Sedimenten (Konturiten) kommt es, wo die Fließgeschwindigkeit unter einen kritischen Wert für bestimmte Korngrößen absinkt (vgl. HEEZEN & HOLLISTER 1964). Die Sedimentation ist dort am größten, wo die Geschwindigkeit am stärksten reduziert wird. Zu einer Änderung der Strömungsgeschwindigkeit kommt es, wenn sich Gefälle, Stromquerschnitt oder Reibung der Strömungen am Meeresboden oder gegeneinander verändern.

Ablagerungen von Bodenströmungen finden sich im Untersuchungsgebiet in langgestreckten Sedimentrücken, dem Erich-, Hamilton- und Gloria Drift-Sedimentrücken (Abb. 1). Erich- und Hamilton-Sedimentrücken sind der Farvel- und Cartwright-Bruchzone angelagert. Der Gloria Drift-Sedimentrücken erstreckt sich bogenförmig inmitten der hufeisenförmigen Basementstruktur der südlichen Labradorsee. Die enge Anlehnung der Sedimentrücken an Untergrundstrukturen deutet auf eine Steuerung der Bodenströmungen durch die endogene Rohform hin, worauf bereits JONES et al. (1970), LAUGHTON (1972) und EGLOFF & JOHNSON (1975) hingewiesen haben.

3.1.3. Treibeis

Mit den Meeresströmungen driften polares Treibeis, Packeis insbesondere aus dem Nordpolarmeer und Eisberge des grönländischen Inlandeises und der Eiskappen von Baffin und Ellesmere Island.

Der Eisstrom des Ostgrönlandstromes, das sogenannte „storis“, das häufig das ganze Jahr über den Zugang zur ostgrönländischen Küste erschwert, verdichtet sich im Winter zu einer zusammenhängenden Eisdecke. Ein geschlossener Eisgürtel noch größerer Ausdehnung versperrt im Winter die Küste Labradors. Dagegen ist die südwestgrönländische Küste nördlich der Julianehaab-Bucht das ganze Jahr über weitgehend eisfrei (DIETRICH et al. 1975, U. S. NAVY HYDROGR. OFFICE 1962).

Die Eisberge der Labrador- und Irmingersee entstammen bis zu 90% der grönländischen Westküste und hier wiederum vorwiegend der Diskobucht zwischen ca. 69° und 73°N (STRÜBING 1978); hier entstehen nach SMITH (1931) jährlich ca. 5400 Eisberge. Mit dem Labradorstrom dringen die Eisberge bis nach Neufundland vor. An der Ostküste Grönlands kalben nur kleinere Auslaßgletscher ins Meer, so daß Eisberge hier weit seltener anzutreffen sind. An der südwestgrönländischen Küste gelangen diese Eisberge nicht über die Julianehaab-Bucht hinaus. Daher ist die Westküste Grönlands zwischen Julianehaab- und Diskobucht weitgehend frei von Eisbergen.

Durch die Eisbergdrift werden grobkörnige Sedimente verfrachtet, die beim Abschmelzen des Eises als „Dropsteine“ auf den Meeresboden fallen und mit zu den glazimarin Sedimenten der Labrador- und Irmingersee beitragen. Laufen Eisberge auf Grund, so schrammen sie den Untergrund und pflügen das Sediment auf. Durch das Stranden von Eisbergen werden insbesondere die Schelfbänke vor Labrador intensiv zerfurcht. Dagegen ist ein Auflaufen von Eisbergen auf dem Ostgrönlandschelf weit seltener und tritt auf dem SW-Grönlandschelf nördlich der Julianehaab-Bucht so gut wie nie ein. Die Spuren strandender Eisberge können in Echogrammen und Side-Scan-Sonar-Aufnahmen gut beobachtet und identifiziert werden (SOMMERHOFF 1982).

3.2. Kaltzeitliche Formungsprozesse

Das Relief des Meeresbodens ist das Ergebnis rezenter und vorzeitlicher Formungsprozesse. In ihrer Reliefwirksamkeit treten die rezenten Vorgänge in der Labrador- und Irmingersee deutlich hinter den kaltzeitlichen Formungsmechanismen zurück. In den subpolaren Meeren hatten die Kaltzeiten intensive Auswirkungen auf die Reliefbildung, insbesondere die Klimaumbrüche zu Beginn und Ende der Kaltzeiten. Sie sind mit Vorstoßen und Rückschmelzen der Schelfeise sowie mit mariner Regression und Transgression verbunden.

3.2.1. Schelfvergletscherung

Während der pleistozänen Kaltzeiten ist es durch den Vorstoß des grönländischen und nordamerikanischen Inlandeises zu einer ausgedehnten Schelfvergletscherung gekommen, die den Schelfen vor Grön-

land und Labrador ihren charakteristischen Stempel aufgedrückt hat. Während des letztkaltzeitlichen Maximalstandes ist das grönländische Inlandeis vor SE-Grönland bis zum Schelfrand vorgestoßen. Vor SW-Grönland reichte die Schelfvergletscherung in geschlossener Front bis zu den Schelflängsrinnen und mit den Auslaßgletschern in den Querrinnen bis zum Schelfrand (Abb. 1).

Das glaziale Formenerbe hebt sich durch seine auffallende Andersartigkeit deutlich von den älteren Reliefgenerationen und der rezenten Reliefgestalt ab. Der typische Formenschatz glazialer Abtragung und Aufschüttung läßt sich daher submarin leicht durch die morphologische Analyse der Lotprofile nachweisen (SOMMERHOFF 1973). Die Schelfvergletscherung hat auf dem Küstenschelf zu glazigenen Abtragsformen (Rundhöckerflächen) und auf dem Außenschelf zu glazigenen Ablagerungen mit Moränenwällen und Sanderflächen geführt. Die Schelfrinnen wurden durch die Schelfvergletscherung zu Trogtälern und Gletscherbecken übertieft und ausgeweitet. Durch die bis zum Schelfrand reichenden Auslaßgletscher in den Schelfrinnen wurden mächtige glazimarine Sedimentkegel über den Kontinentalhang meerwärts vorgebaut (Abb. 1).

Der Einfluß der Kaltzeiten zeigt sich nicht nur im Relief sondern auch in den Sedimenten des Schelfs und Kontinentalhanges. Diese stellen überwiegend pleistozäne Reliktsedimente glazimarer oder auch subaerischer Entstehung dar, wie auf den Schelfbänken vor SW-Grönland. Von den groben Moränenböden der ostgrönländischen Schelfbänke heben sich die westgrönländischen Bänke durch ihren großen Sandreichtum ab. Diese Sandmassen wurden subaerisch von den Schmelzwässern des Schelfeises geschüttet, zu einer Zeit, als die Schelfbänke aufgrund der glazialeustatischen Meeresspiegelabsenkung noch Inseln bildeten.

3.2.2. Glazialeustatische Meeresspiegelschwankungen

Während der letzten kaltzeitlichen Meeresspiegelabsenkung um 120—130 m (MILLIMAN & EMERY 1968, CURRAY 1965) haben die heute über diese Wassertiefe aufragenden Schelfbänke über dem damaligen Meeresspiegel gelegen. Da die Schelfbänke vor SE-Grönland sich bis maximal 142 m erheben, sind sie auch während des kaltzeitlichen Meeresspiegeltiefstandes unter dem Meeresniveau geblieben. Dagegen sind auf dem SW-Grönlandschelf die flachen, über 100 m aufragenden Bänke über den kaltzeitlichen Meeresspiegel aufgetaucht (Tab. 1).

Der Einfluß glazialeustatischer Meeresspiegelschwankungen zeigt sich daher bei diesen südwestgrönländischen Schelfbänken besonders deutlich. Durch den eustatischen Meeresspiegelanstieg wurden sie zu einer Transgressionsfläche mit typischen Transgressionssedimenten umgeformt. Der Endmoränenzug der ehemaligen Eisrandlage wurde zu einer lesteingepflasterten Bodenschwelle abradert und die vorgelagerte Schmelzwasserebene zu einer Transgressionsfläche mit Lockerriffen und Abrasionsterrassen umgestaltet. Die Banksedimente lassen sich aufgrund ihrer guten Sortierung, ihrer eingipfeligen Korngrößenverteilung und ihrer guten Zurundung als reliktsche Transgressionssedimente identifizieren. Der transgressive Charakter der südwestgrönländischen Schelfbänke hat sich in Relief und Sediment bis heute erhalten (SOMMERHOFF 1982).

3.2.3. Gravitative Sedimentbewegungen

Meeresspiegelabsenkung und Schelfvergletscherung sind mit einer verstärkten terrigenen Sedimentzufuhr auf den Kontinentalhängen verbunden. Das hat zu Ablagerungen mächtiger glazimarer Sedimentkegel geführt (Abb. 1). Die kaltzeitlich erhöhte Sedimentzuwachsrate hat neben der Erhöhung der Sedimentaflast eine Übersteilung der Böschungen des Kontinentalhanges und damit Hanginstabilitäten hervorgerufen, die sich in intensiven Sedimentumlagerungen auf den Kontinentalhängen ausgewirkt haben.

Diese Sedimentbewegungen haben zu charakteristischen Erosions- und Ablagerungsformen geführt, denen der Kontinentalhang seine unruhige, stark reliefierte Oberfläche verdankt. Durch die Schurfwirkung der Sedimentumlagerungen ist der untere Kontinentalsteilhang und obere Fußhang von Anbrüchen und

Einschnitten intensiv zerrackelt. Die Zerrackelung hat in weiten Bereichen zu einer starken Hangver-schneidung mit schmalen Rücken und Kämmen zwischen tiefen Einschnitten geführt. Der mittlere Fuß-hang ist vorwiegend durch die Ablagerungen gravitativer Sedimentumlagerungen mit ihrem unruhigen Schollenrelief geprägt (Abb. 1).

Die Bewegungsvorgänge können anhand der Formen, die sie hinterlassen haben, gedeutet werden. Bei den submarinen Sedimentbewegungen lassen sich danach gravitative Bewegungen unter dem unmittelbaren Einfluß der Schwerkraft und Massentransporte, insbesondere durch Suspensionsströme, unterscheiden. Bei den gravitativen Massenbewegungen können in flachseismischen Schrieben (Sedimentechogrammen, reflexionsseismischen Profilen) aufgrund der Struktur von Scherfläche und Ablagerungskörper Gleitungen (sliding), Rutschungen (slumping) und schlammstromartige Bewegungen (mud flow) voneinander getrennt werden.

Bei Gleitungen und Rutschungen lösen sich Sedimentmassen „en bloc“ vom übrigen Sedimentverband und gleiten als kohärente Einheit im Block oder zerbrochen in einzelnen Schollen hangabwärts. Während des Gleit- und Rutschvorganges bleiben die Blöcke und Schollen in ihrem strukturellen Verband weitgehend erhalten. Ihre primären Strukturen sind daher in den flachseismischen Schrieben noch deutlich zu erkennen (Abb. 6). Während sich Gleitungen (= Translationsrutschungen) auf vorgezeichneten hangparallelen Unstetigkeitsflächen (z. B. Schichtflächen) vollziehen (Abb. 6), ist bei Rutschungen (i. e. S. =

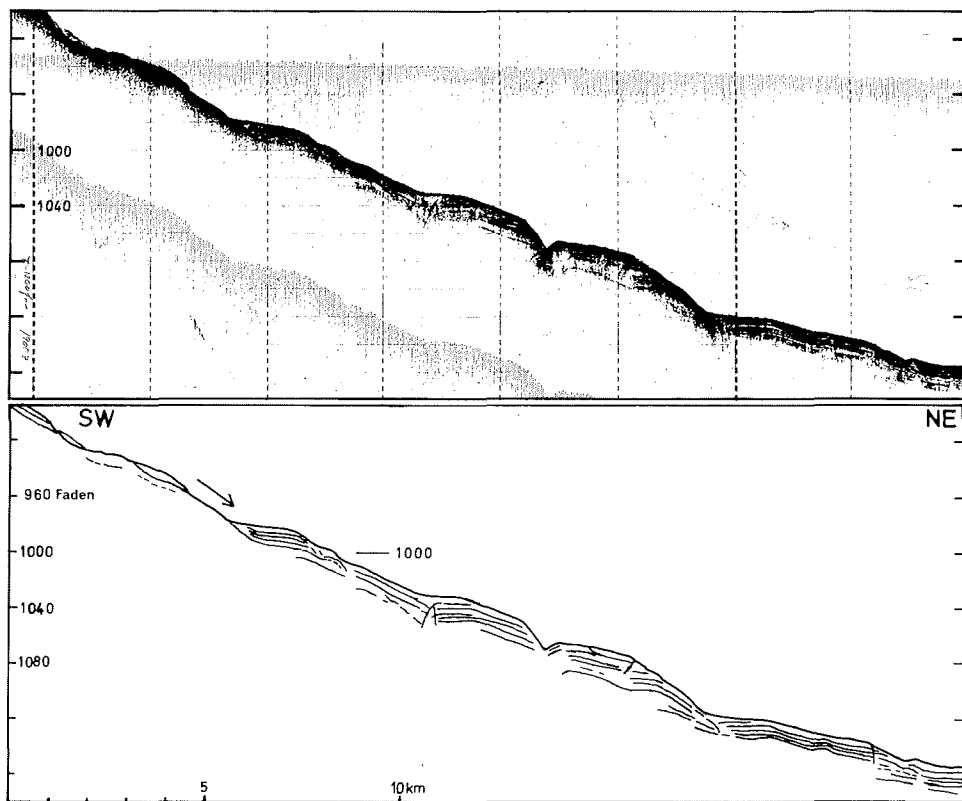


Abb. 6: Submarine Gleitung auf dem südostgrönländischen Kontinentalhang östlich der Skjoldungen Rinne (3,5 kHz-Echogramm des U.S. Navy Department: Naval Ocean Research and Development Activity, Bay St. Louis: Lynch 1972 B)

Fig. 6: Submarine sliding on the southeast Greenland continental slope east of the Skjoldungen trough (3.5 kHz-echogram taken by the U.S. Navy Department: Naval Ocean Research and Development Activity, Bay St. Louis: Lynch 1972 B)

Rotationsrutschung) die Scherfläche nicht sedimentär vorgezeichnet, sondern entsteht erst durch den Rutschvorgang selbst. Die Absenkung der Sedimentschollen auf der konkav gekrümmten, die Schichtflächen kappenden Scherfläche ist mit einer Rotation um eine hangparallele Achse verbunden.

Aufgrund hoher Wassergehalte oder starker Wasseraufnahme während des Gleit- und Rutschvorganges können unter hoher Geschwindigkeit abfahrende Sedimentschollen insgesamt oder in ihrem randlichen Bereich in eine breiartige Masse (Schlammstrom = mud flow) umgewandelt werden, die wie eine viskose Flüssigkeit den Kontinentalhang hinabströmt (quasiviskoses Fließen). Diese Fließbewegung unterscheidet sich von Gleitungen und Rutschungen durch plastische bis quasiplastische Verformung der inneren Struktur des Fließkörpers. Die Deformierung und Auflösung der primären Sedimentstrukturen zeigt sich in flachseismischen Schrieben in der akustischen Transparenz von Schlammstromablagerungen (SOMMERHOFF 1982).

3.2.4. Suspensionsströme

Der Übergang von den gravitativen Sedimentbewegungen zu den Massentransporten ist fließend und vom Wasseranteil der Sedimentbewegungen abhängig. Der Schlammstrom ist bereits zu den Massentransporten zu rechnen, wenn sein Wasseranteil den Feststoffanteil übertrifft. Bei zunehmender Dispersion können Schlammströme in eine dünnbreiige Suspension von Wasser und Sediment, einen Suspensionsstrom, übergehen. Rutschungen können sich unter fortgesetzter Wasseraufnahme zu einem Schlammstrom und weiter zu einem Suspensionsstrom entwickeln. Suspensionen aus Wasser und Sediment haben die Eigenschaften einer „schweren Flüssigkeit“, die mit hoher Geschwindigkeit hangabwärts schießt. Aufgrund der reißenden Geschwindigkeiten und erheblichen Turbulenzen entwickeln die Suspensionsströme, wenn sie den Kontinentalhang hinabfließen, eine kaum zu überschätzende Transport- und Schurfkraft. Daher sind Suspensionsströme mit starker Tiefen- und Seitenerosion verbunden (HEEZEN 1963, GIERLOFF-EMDEN 1980: 360—384).

Die Canyons des Kontinentalhanges verdanken diesen Erosionsvorgängen ihre Entstehung (Abb. 1). Das mitgeführte Sediment wird am Ausgang der Canyons in die Tiefsee-Ebene als breiter und flacher Sedimentfächer (Turbiditkegel) abgelagert (Abb. 1). Am Gefällsknick zwischen Kontinentalhang und Tiefsee-Ebene verringert sich das Gefälle, die Transportenergie läßt nach und Akkumulationen sind die Folge. Starke Suspensionsströme gelangen bis in die mittelozeanischen Rinnen (Nordwestatlantische und Imarssuak-Rinne) und fließen in diesen Rinnen bis in die südliche Labradorsee und weiter in das Neufundland-Becken (Abb. 1).

Die Seitenerosion der Suspensionsströme führt in den Canyons zur Versteilung und Unterschneidung der Uferböschungen. Hierdurch werden Entlastungsbewegungen ausgelöst: Die Uferböschungen brechen nach, auf den instabil gewordenen Hängen setzen Rutschungen ein. Durch diese Sedimentumlagerung, die auf den Sedimentkegeln durch die Seiten- und Tiefenerosion der Suspensionsströme ausgelöst werden, kann es zur Verlagerung von Canyons kommen. Diese durch gravitative Sedimentbewegungen ausgelöste Ablenkung von Canyons zeigt sich in der bathymetrisch-morphologischen Karte in dem geschwungenen Verlauf der Canyons (Abb. 1). Nachzuweisen ist eine solche Verlagerung aber erst durch reflexseismische Untersuchungen (SOMMERHOFF 1982).

Gravitative Sedimentbewegungen und Suspensionsströme werden hier zu den kaltzeitlichen Formungsprozessen gerechnet, weil sie während der kaltzeitlichen Formungsphase verstärkt aufgetreten und morphologisch wirksam geworden sind. Dagegen kommen die hier genannten Vorgänge rezent nur noch selten vor und haben in ihrer Reliefwirksamkeit nur noch lokale Bedeutung. Klimamorphologisch wurden gravitative Sedimentbewegungen und Suspensionsströme in den subpolaren Meeren der Labrador- und Irmingersee durch die kaltzeitliche Meeresspiegelabsenkung und Schelfvergletscherung mit verstärkter terrigener Sedimentzufuhr begünstigt. Dagegen ist der heute dominante Einfluß der Meeresströmungen auf den Meeresboden während der Kaltzeiten stark eingeschränkt gewesen. Die Ursache liegt in der kaltzeitlichen Unterbrechung des Ostgrönlandstromes und des Overflow-Prozesses in der Dänemarkstraße,

bedingt durch Meeresspiegelabsenkung, Schelfvergletscherung und Packeisgürtel auf dem Grönland-Island-Rücken (SOMMERHOFF 1982).

Die genannten auf den Meeresboden einwirkenden Vorgänge können bis heute weitgehend nur qualitativ und größenordnungsmäßig erfaßt werden. Die wenigen, zeitlich und räumlich weit auseinander liegenden Messungen reichen für gesicherte quantitative Angaben der Prozesse und ihrer morphologischen Wirksamkeit nicht aus. Das Ausmaß von Abtragung, Transport und Sedimentation auf dem Meeresboden der Labrador- und Irmingersee ist daher noch weitgehend unbekannt.

Literatur

- Aric, K. (1972): Der Krustenaufbau und die Tiefenstruktur des Reykjanes-Rückens nach reflexionsseismischen Messungen. — Dt. Hydrogr. Z. Erg.-H. (A), 11.
- Bullard, E. C., Everett, J. E. & A. G. Smith (1965): The fit of the continents around the Atlantic. A symposium on continental drift. — Roy. Soc. London Philos. Trans. A258: 41—51.
- Crease, J. (1965): The flow of Norwegian Sea water through the Faroe Bank channel. — Deep-Sea Res. 12: 143—150.
- Curry, J. R. (1965): Late Quaternary history, continental shelves of the United States. — In: Wright, H. E., Jr., & D. G. Frey, D. G., Eds., The Quaternary of the United States, 723—736, Princeton N. J..
- Davies, T. A. & A. S. Laughton (1972): Sedimentary Processes in the North Atlantic. — In: A. S. Laughton, W. A. Berggren et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 12: 905—934, Washington.
- Dietrich, G. (1957): Schichtung und Zirkulation der Irminger See im Juni 1955. — Ber. dtsh. wiss. Kommn. Meeresforsch. 14: 255—312.
- Dietrich, G. (1961): Some thoughts on the working-up of the observations made during the „Polar Front Survey“ in the IGY 1958. — Rapp. Procès-Verb. Réunions Cons. Perm. Int. Explor. Mer 149: 103—110.
- Dietrich, G. (1969): Atlas of the hydrography of the Northern North Atlantic Ocean. Based on the Polar Front Survey of the Internat. Geophys. Year, 1958. — Cons. Internat. Explor. Mer 140 Kt, Charlottenlund.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. & G. Siedler (1975): Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. — Berlin, Stuttgart.
- Dunbar, M. J. (1951): Eastern arctic waters. — Bull. Fish. Res. Board, Canada 88, Ottawa.
- Egloff, J. & G. L. Johnson (1975): Morphology and structure of the southern Labrador Sea. — Can. J. Earth Sci. 12: 2111—2134.
- Fleming, H. S., Cherkis, N. Z. & J. R. Heirtzler (1970): The Gibbs fracture zone: A double fracture zone at 52° 30' N in the Atlantic Ocean. — Mar. Geophys. Res. 1: 37—45.
- Gade, H. G., Malmberg, S.-A. & U. Stefánsson (1965): Report on the joint Icelandic-Norwegian Expedition to the area between Iceland and Greenland 1963. — Irminger Sea Project, Nato Sub committee on Oceanographic Research Techn. Rpt. 22: 1—59, Bergen.
- Gierloff-Edmen, H. G. (1980): Geographie des Meeres, Ozeane und Küsten, 2 Teile. — In: Schmithüsen, Ed., Lehrbuch der Allgemeinen Geographie 5, Berlin.
- Heezen, B. C. (1963): Turbidity currents. — In: N. M. Hill, Ed., The sea, 742—775, New York.
- Heezen, B. C. & C. D. Hollister (1964): Deep sea current evidence from abyssal sediments. — Mar. Geol. 1: 141—174.
- Herron, E. M. & M. Talwani (1972): Magnetic anomalies on the Reykjanes Ridge. — Nature 238: 390—392.
- Johnson, G. L. (1967): North Atlantic fracture zones near 53°. — Earth Planet. Sci. Lett. 2: 445—447.
- Johnson, G. L., Cloos, A. W. & J. A. Pew (1969): Geologic and geophysical observations in the northern Labrador Sea. — Arctic 11: 56—68.
- Johnson, G. L., Campsie, J., Rasmussen, M., Egloff, J., Dittmer, F. & J. Freitag (1973): A sedimentary basin in the northern Labrador Sea. — Bull. Geol. Soc. Denmark 22: 1—6.
- Johnson, G. L., Sommerhoff, G. & J. Egloff (1975): Structure and morphology of the west Reykjanes basin and the south-east Greenland continental margin. — Marine Geol. 18: 175—196.
- Jones, E. J., Ewing, M., Ewing, J. L. & S. L. Eittröm (1970): Influences of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea. — J. Geophys. Res. 75 (9): 1655—1680.
- Laughton, A. S. (1971): South Labrador Sea and the evolution of the North Atlantic. — Nature 232: 612—617.
- Laughton, A. S. (1972): The southern Labrador Sea — a key to the mesozoic and early tertiary evolution of the North Atlantic. — In: A. S. Laughton, W. A. Berggren et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 12: 1155—1179, Washington.
- Lazier, J. R. N. (1973): The renewal of Labrador Sea water. — Deep Sea Res. 20: 341—353.
- Lee, A. J. (1967): Temperature and salinity distributions as shown by sections normal to the Iceland-Faeroe Ridge. — Rapp. Procès-Verb. Réunions Cons. Perm. Int. Explor. Mer 157: 100—135.
- Lee, A. J. & D. Elliot (1965): On the contribution of overflow water from the Norwegian Sea to the hydrographic structure of the North Atlantic Ocean. — Deep Sea Res. 12: 129—142.
- Le Pichon, X., Hyneman, R. & G. Pautot (1971): Geophysical study of the opening of the Labrador Sea. — J. Geophys. Res. 76: 4724—4743.
- Linden, W. J. M. van der & S. P. Srivastava (1975): The crustal of the continental margin off central Labrador. — In: W. J. M. van der Linden & J. A. Wade, Eds., Offshore geology of eastern Canada, 2, Geol. Surv. Can. Pap. 74—30: 233—246, Ottawa.
- Malmberg, S. A. (1972): Intermediate Polar Water in the Denmark Strait overflow, August 1971. — ICES C. M. 1972/C: 6 Hydrography Committee.
- Mann, C. R. (1969): Temperature and salinity characteristics of the Denmark Strait overflow. — Deep Sea Res. 16: 125—137.

- Milliman, J. D. & K. O. Emery (1968): Sea levels during the past 35.000 years. — *Science* 162: 1121—1123.
- Müller, T. J., Meinecke, J. & G. A. Becker (1979): Overflow '73. The distribution of water masses on the Greenland-Scotland ridge in August/September 1973. A data report. — *Ber. Inst. Meereskunde Univ. Kiel* 62, Kiel.
- Olivet, J. L., Le Pichon, X., Monti, S. & B. Sichel (1974): Charlie-Gibbs fracture zone. — *J. Geophys. Res.* 79: 2059—2073.
- Rabinowitz, P. D. & S. L. Eittrheim (1974): Bottom current measurements in the Labrador Sea. — *J. Geophys. Res.* 79 (27): 4085—4090.
- Smith, E. H. (1931): Arctic ice, with special reference to its distribution to the North Atlantic Ocean. — „Marion" Exped., *Sci. Res.*, Pt 3, U. S. Treas. Dep. Bull. 19, Washington, D. C.
- Sommerhoff, G. (1973): Formenschatz und morphologische Gliederung des südostgrönländischen Schelfgebietes und Kontinentalabhanges. — „Meteor" Forsch.-Ergebnisse C 15: 1—54
- Sommerhoff, G. (1975 a): Glaziale Gestaltung und marine Überformung der Schelfbänke vor SW-Grönland. — *Polarforschung* 45 (1): 22—31.
- Sommerhoff, G. (1975 b): Versuch einer geomorphologischen Gliederung des südwestgrönländischen Kontinentalrandes. — *Polarforschung* 45 (2): 87—101.
- Sommerhoff, G. (1981): Zur submarinen Geomorphologie polarer und subpolarer Meere. — In: *Tagungsber. u. wiss. Abh.* 43. Dt. Geographentages Mannheim 1981 (im Druck).
- Sommerhoff, G. (1982): Untersuchungen zur Geomorphologie des Meeresbodens in der Labrador- und Irmingersee. Ergebnisse einer geomorphologischen Auswertung von Echogrammen und flachseismischen Schrieben unter besonderer Berücksichtigung des südgrönländischen Kontinentalrandes. — *Münchener Geogr. Abh.* (im Druck).
- Srivastava, S. P. (1978): Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North Atlantic. — *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 52: 313—357
- Stefánsson, U. (1968): Dissolved nutrients, oxygen and water masses in the northern Irminger Sea. — *Deep-Sea Res.* 15: 541—575
- Stein, M. (1972): Observation of the Denmark Strait overflow in August 1971. — *Hydrography Committee, ICES C. M.* 1972/C: 5.
- Stein, M. (1974): Observations on the variability of the outflow of the Greenland Sea through the Denmark Strait. — *Ber. dt. wiss. Kommn. Meeresforsch.* 23 (4): 337—351, Hamburg.
- Strübing, K. (1978): 1977: Nur wenige Eisberge. — *Umschau in Wissenschaft u. Technik* 78: 85—87.
- Swallow, J. C. & L. V. Worthington (1969): Deep currents in the Labrador Sea. — *Deep-Sea Res.* 16: 77—84.
- Tait, J. B., Ed. (1967): The Iceland-Faroe ridge international (ICES) „Overflow" Expedition May-June, 1960. — *Rapp. P. — v. Explor. Mer* 157: 1—274, Kopenhagen.
- Talwani, M., Windisch, C. C. & M. G. Langseth, Jr. (1971): Reykjanes Ridge crest: a detailed geophysical study. — *J. Geophys. Res.* 76 (2): 473—517.
- The Hydrographer of the Navy (1965): Newfoundland and Labrador Pilot, 2. — London.
- Ulrich, J. (1960): Zur Topographie des Reykjanes-Rückens. — *Kieler Meeresforsch.* 16: 155—163.
- U. S. Navy Hydrographic Office (1962): Atlas of pilot charts northern North Atlantic Ocean. — Washington.
- Vogt, P. R. & O. E. Avery (1974): Detailed magnetic surveys in the North East Atlantic and Labrador Sea. — *J. Geophys. Res.* 79: 363—389.
- Worthington, L. V. (1969): An attempt to measure the volume transport of the Norwegian Sea overflow water through the Denmark Strait. — *Deep-Sea Res.* 16, Suppl., 421—432.
- Worthington, L. V. (1970): The Norwegian Sea as a Mediterranean basin. — *Deep-Sea Res.* 17: 77—84.
- Worthington, L. V. (1976): On the North Atlantic circulation. — Baltimore.
- Worthington, L. V. & G. H. Volkman (1965): The volume transport of the Norwegian Sea overflow in the North Atlantic. — *Deep-Sea Res.* 12: 667—676.