

Christopher N. Wold,  
William W. Hay, Wolf-  
Christian Dullo, Thomas  
C. W. Wolf und Peter Bruns

# Oligozäne Paläo-Ozeanogra- phie des Grönland-Schottland- Rückens

## Abstract

Today the main source of bottom water in Rockall Trough (offshore Ireland) is dense water formed in the Greenland-Iceland-Norwegian (GIN) Sea that flows south through the Faeroe-Shetland Channel. Sediment deposited by contour-following bottom currents began to accumulate on the southwest margin of Rockall Trough during the Late Eocene/Early Oligocene. The source of the bottom currents has been attributed to Arctic intermediate water flowing through the Faeroe-Shetland Channel into Rockall Trough. However, a deep connection between the Arctic and GIN Seas did not exist prior to the Late Miocene. Paleobathymetric reconstructions assuming two different thermal histories for the region around Rockall Plateau and Faeroe Bank offer new potential source areas for dense water in the Early Oligocene. The thermal model based on Cretaceous rifting of the Rockall Trough and Faeroe-Shetland Channel without uplift in the Paleocene predicts a broad shelf north of Rockall Trough in the Early Oligocene. This shelf could have been a site of dense water formation if the area were cold enough. The thermal model based on Paleocene uplift from reheating of the lithosphere, reconstructs a shallow to subaerial Rockall Plateau in the Early Oligocene. If high evaporation rates existed over the Rockall Plateau dense water could have been formed through the increased salinity.

## 1 Einleitung

Gleichzeitig mit dem Einsatz des Seafloor-Spreadings zwischen Grönland und den Färöer Inseln begann sich im Paläozän der Grönland-Schottland-Rücken als Folge des exzessiven Vulkanismus des isländischen Hot Spots zu bilden. Für die Rekonstruktion der Subsidenzgeschichte des Grönland-Schottland-Rückens führte Bott [1, 2] ein Modell für die thermische Subsidenz der ozeanischen Lithosphäre nach Parsons und Sclater [3] ein. Thiede und Eldholm [4] verwendeten ein thermisches Absenkungsmodell für aseismische

Rücken nach Detrick et al. [5]. Weber [6] setzte ein Airy-typisches isostatisches Modell zur Rekonstruktion der Absenkung des Schottland-Grönland-Rückens ein. Alle genannten Wissenschaftler kamen zu dem Schluß, daß sich der Grönland-Schottland-Rücken mehr als 1000 m oberhalb des Meeresspiegels gebildet hat und im Eozän Teile des Grönland-Schottland-Rückens begannen, unter den Meeresspiegel abzusinken. Thiede [7] und Thiede und Eldholm [4] vertraten die Ansicht, daß der Island-Färöer-Rücken bis ins Mittelmiozän über dem Meeresspiegel lag.

Die Subsidenz des Grönland-Schottland-Rückens hat in der Paläo-Ozeanographie des Atlantischen Ozeans eine Schlüsselrolle gespielt, da sie den Wassermassenaustausch zwischen dem nordatlantischen Ozean und dem GIN-Meer bestimmte. Man geht allgemein davon aus, daß dichtes Wasser aus dem GIN-Meer über den Rücken floß, als der Grönland-Schottland-Rücken unterhalb des Meeresspiegels absank und abyssale südwärts fließende Ströme bildete. Diese Bodenströmungen führten zu Sedimenterosion und Ablagerung von Sediment-Driftkörpern. Sediment-Driftkörper sind längliche, aus feinkörnigem Sediment bestehende Körper, die durch Bodenwasserströmungen an bathymetrischen Konturlinien abgelagert werden. Sediment-Driftkörper besitzen Mächtigkeiten von 200 bis 2000 m und erreichen Längen von mehr als 1000 km.

Die Paläobathymetrie des Grönland-Schottland-Rückens wurde anhand der bei Wold [8, 9] beschriebenen Methoden rekonstruiert. Das Forschungsgebiet (Abbildung 1) war in ein 1° x 1° Längen-Breitengrad-Netz eingeteilt (Abbildung 2) und eine stratigraphisch-lithologische Säule ist für jede Zelle kompiliert worden. Die Daten zur Stratigraphie und der Lithologie jeder Gittersäule entstammen den Berichten des Deep Sea Drilling Projects (DSDP), des Ocean Drilling Programs (ODP) und aus weiterführenden Literaturquellen und den bearbeiteten seismischen Profilen (National Geophysical Data Center; Boulder, Colorado).

## 2 Empfindlichkeit des Rekonstruktionsmodelles auf Veränderungen des Lithosphärenalters

Das Computerprogramm [8, 9] rekonstruiert die Paläobathymetrie, basierend auf dem Input der thermischen Geschichte für jede Gitterzelle. Im einfachsten Fall wird die thermische Geschichte ausgehend vom Alter der Lithosphäre oder der Zeit des letzten großen Aufwärmungsvorganges berechnet. Das Alter der seit dem Ende des Paläozäns gebildeten ozeanischen Lithosphäre kann für die 1° x 1° Gitterzellen (Abbildung 2) durch die magnetischen Meeresbodenlineationen und die Modellierung der Plattentektonik berechnet werden [8, 9]. Anhand von thermischen Subsidenzkurven [3, 10] läßt sich ablesen, daß sich die Subsidenz der jungen Lithosphäre am schnellsten während der ersten 50 Mio. Jahre vollzieht.

Zur Untersuchung der thermischen Absenkung im Gebiet der Rockall Bank und Färöer Inseln werden zwei Modelle eingesetzt. Das erste Modell – hier *Kreiderifting* genannt – geht von einem älteren thermischen Alter der Lithosphäre im Rockall-Färöer-Gebiet aus, da vermutet wird, daß Rifting oder kontinentale Dehnung im Rockall-Graben, Färöer-Shetland-Kanal und im Hatton-Rockall-Becken schon während der Kreidezeit auftrat [11]. Die jüngste Lithosphäre hat ihren Mittelpunkt im Hatton-Rockall-Becken mit der ältesten oder kältesten Lithosphäre im Rockall-Graben und dem Färöer-Shetland-Kanal. Das zweite Modell – hier *paläozäne Aufwärmung* genannt – geht davon aus, daß das Rockall-Färöer-Gebiet durch eine frühtertiäre Vulkanismusepisode erhitzt wurde. Im zweiten Modell wurde das thermische Alter jeder Gitterzelle im Rockall-Färöer-Gebiet auf 60 Mio. Jahre bestimmt. Das paläozäne Aufwärmungsmodell wird von vielen Wissenschaftlern bevorzugt, da der belegte weitverbreitete Vulkanismus und die thermische Verjüngung während des Kontinentalabbruchs im Oberpaläozän in diesem Modell berücksichtigt wird. Damals wurden große

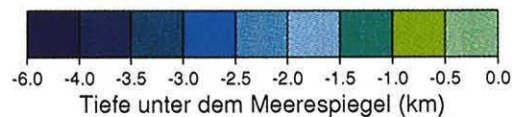
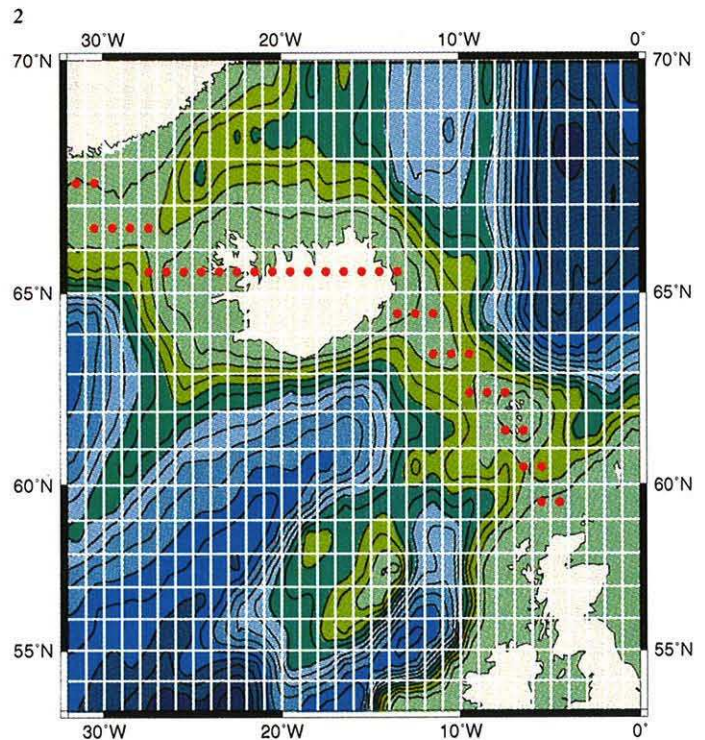
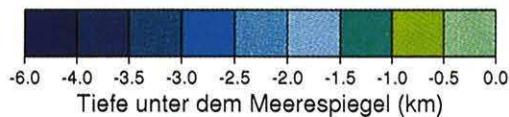
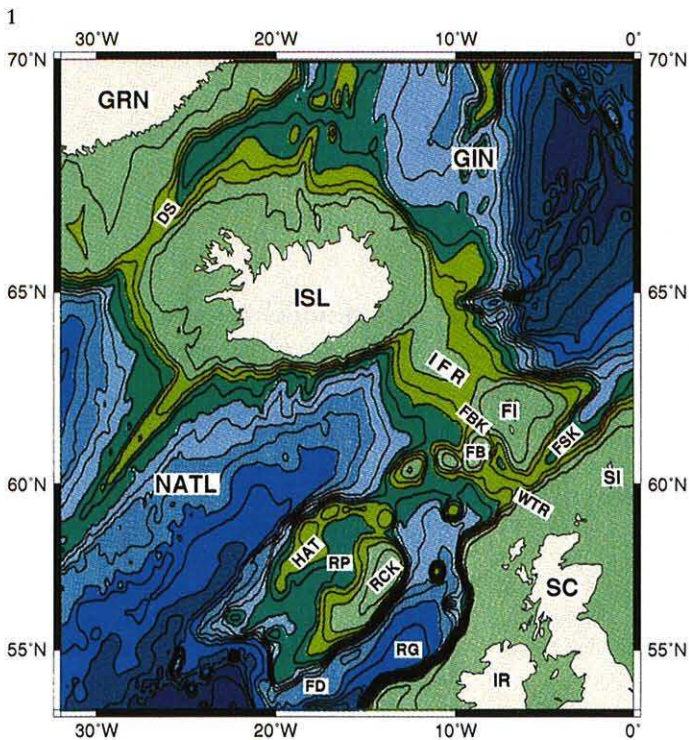


Abb. 1. Das Forschungsgebiet am Grönland-Schottland-Rücken. Die Karte wurde mit dem Datenmaterial von ETOPO-5 [31] unter Verwendung von 10 x 10 Minuten-Durchschnittshöhen erstellt. Als Referenzpunkt werden die bathymetrischen Konturlinien in 250-m-Intervallen und heutigen Küstenlinien angegeben. Die im Text genannten geographischen Merkmale sind: DS = Dänemarkstraße, FB = Färöer-Bank, FBK = Färöer-Bank-Kanal, FD = Feni-Drift, FI = Färöer-Schelf und Inseln, FSK = Färöer-Shetland-Kanal, GIN = Grönland-Island-Norwegisches Meer, GRN = Grönland, HAT = Hatton-Bank, IFR = Island-Färöer-Rücken, IR = Irland, ISL = Island,

NATL = Nordatlantischer Ozean, RCK = Rockall-Bank, RP = Rockall-Plateau, RG = Rockall-Graben, SC = Schottland, SI = Shetland Inseln und WTR = Wyville-Thompson-Rücken.

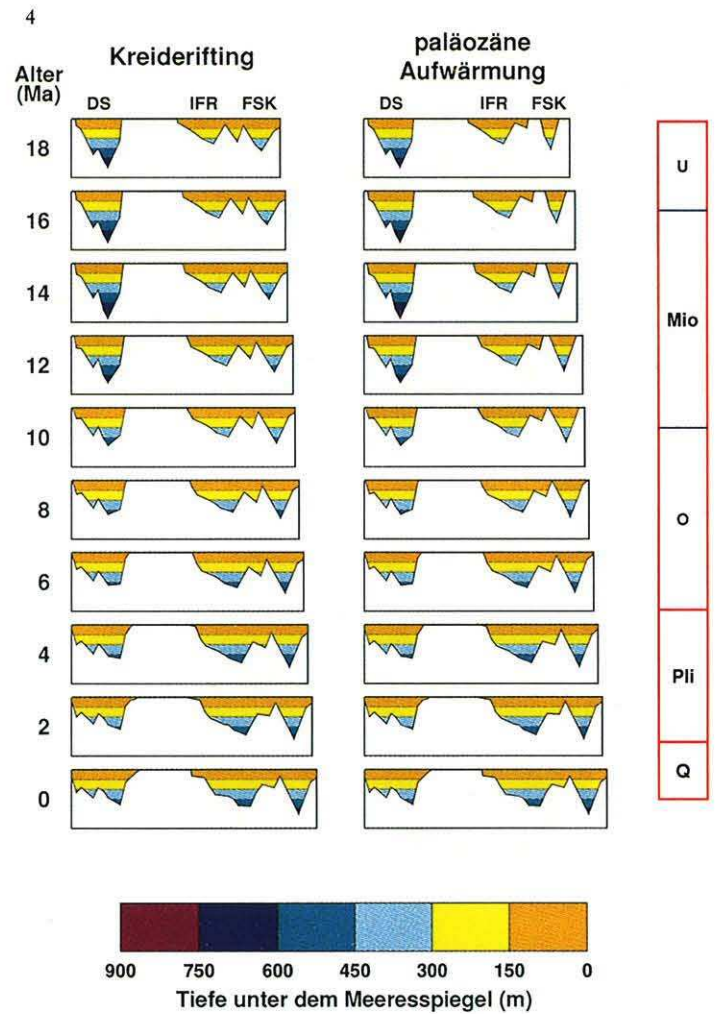
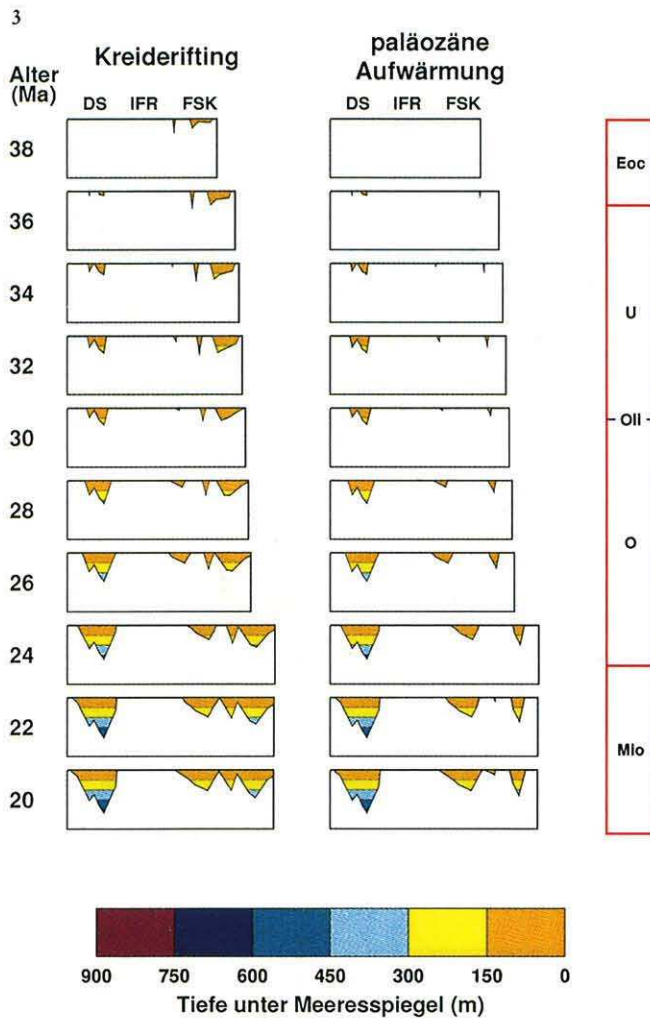
Abb. 2. Die 1° x 1° weißen Gitter, verwendet zur Aufstellung des Datenmaterials. Die Karte wurde mit Höhendaten der 1° x 1° Gitter erstellt. Die Lage der Profile in den Abbildungen 3 bis 4 ist mit roten Punkten dargestellt. Als Referenzpunkt werden die bathymetrischen Konturlinien in 250-m-Intervallen und die heutigen Küstenlinien angegeben.

Mengen Lava entlang der konjugierten Ränder Grönlands und Europas und im Rockall-Färöer-Gebiet ausgeworfen [12, 13, 14].

Das von einer paläozänen Aufwärmung der Lithosphäre ausgehende Modell weist wesentlich größere topographische Unterschiede als das Kreideriftingmodell auf. Anhand der Profile und paläobathymetrischen Rekonstruktionen (Abbildungen 3 bis 6) ist ersichtlich, daß das Modell äußerst empfindlich auf das Alter der Lithosphäre reagiert. Würden keine weiteren Hinweise vorliegen, wäre es schwierig zu entscheiden, welche dieser Rekonstruktionen die wahrscheinlichste ist.

### 3 Die Paläobathymetrie des Grönland-Schottland-Rückens

Rekonstruierte Profile entlang des Grönland-Schottland-Rückens für das Kreiderifting- und paläozäne Aufwärmungsmodell basieren auf Datenmaterial, das aus dem 1° x 1° Gitternetz (Abbildung 2) zusammengetragen wurde. Die heutige Schwellentiefe durch die Dänemarkstraße und über die Island-Färöer-Segmente des Rückens werden korrekt wiedergegeben. Da der Färöer-Shetland-Ka-



nal jedoch sehr schmal ist, wird seine Tiefenlage um 100 m flacher wiedergegeben als sie tatsächlich ist (Vergleich von Abbildung 1 und 2). Die rekonstruierten Profile (Abbildungen 3 und 4) sind gegen den zeitveränderlichen Meeresspiegel kartiert worden, der für die paläobathymetrische Rekonstruktionen (Abbildungen 5 und 6) benutzt wird.

Heute treten die auffallenden Überläufe nur an Passagen mit einer Mindesttiefe von etwa 350 m auf. Da sich Überlaufwassermassen im GIN-Meer oberhalb der Pycnocline mit einer Durchschnittswassertiefe von 300–350 m bilden [15, 16], muß davon ausgegangen werden, daß ein Strom dichten Tiefenwassers aus dem GIN-Meer eine Schwellentiefe von mindestens 300 m benötigen würde. Basierend auf dieser Annahme können wir die von den Modellen prognostizierten Zeiten ermitteln, in denen Tiefenwassermassen aus dem GIN-Meer in den Nordatlantik geflossen sein könnten. Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß der Färöer-Bank-Kanal und der Wyville-Thompson-Rücken aufgrund ihrer

Abb. 3. Bathymetrische Profile entlang des Grönland-Schottland-Rückens, die mit Hilfe des Kreiderifting- und des paläozänen Aufwärmungsmodells berechnet wurden. Die Lage der Profile ist in Abbildung 2 angegeben und erstreckt sich entlang der Dänemarkstraße (DS), des Island-Färöer-Rückens (IFR) und des Färöer-Shetland-Kanals (FSK). Die Bathymetrie wurde, wie bei Wold beschrieben [8, 9], für die Zeit von vor 38 Mio. Jahren bis vor 20 Mio. Jahren rekonstruiert. Die zur Rekonstruktion angewandte Zeitskala [32] ist ebenfalls abgebildet.

Abb. 4. Bathymetrische Profile entlang des Grönland-Schottland-Rückens, die mit Hilfe des Kreiderifting- und paläozänen Aufwärmungsmodells berechnet wurden. Die Lage der Profile ist in Abbildung 2 angegeben und erstreckt sich entlang der Dänemarkstraße (DS), des Island-Färöer-Rückens (IFR) und des Färöer-Shetland-Kanals (FSK). Die Bathymetrie wurde, wie bei Wold beschrieben [8, 9], für die Zeit von vor 18 Mio. Jahren bis zur Gegenwart rekonstruiert. Die zur Rekonstruktion angewandte Zeitskala [32] ist abgebildet.

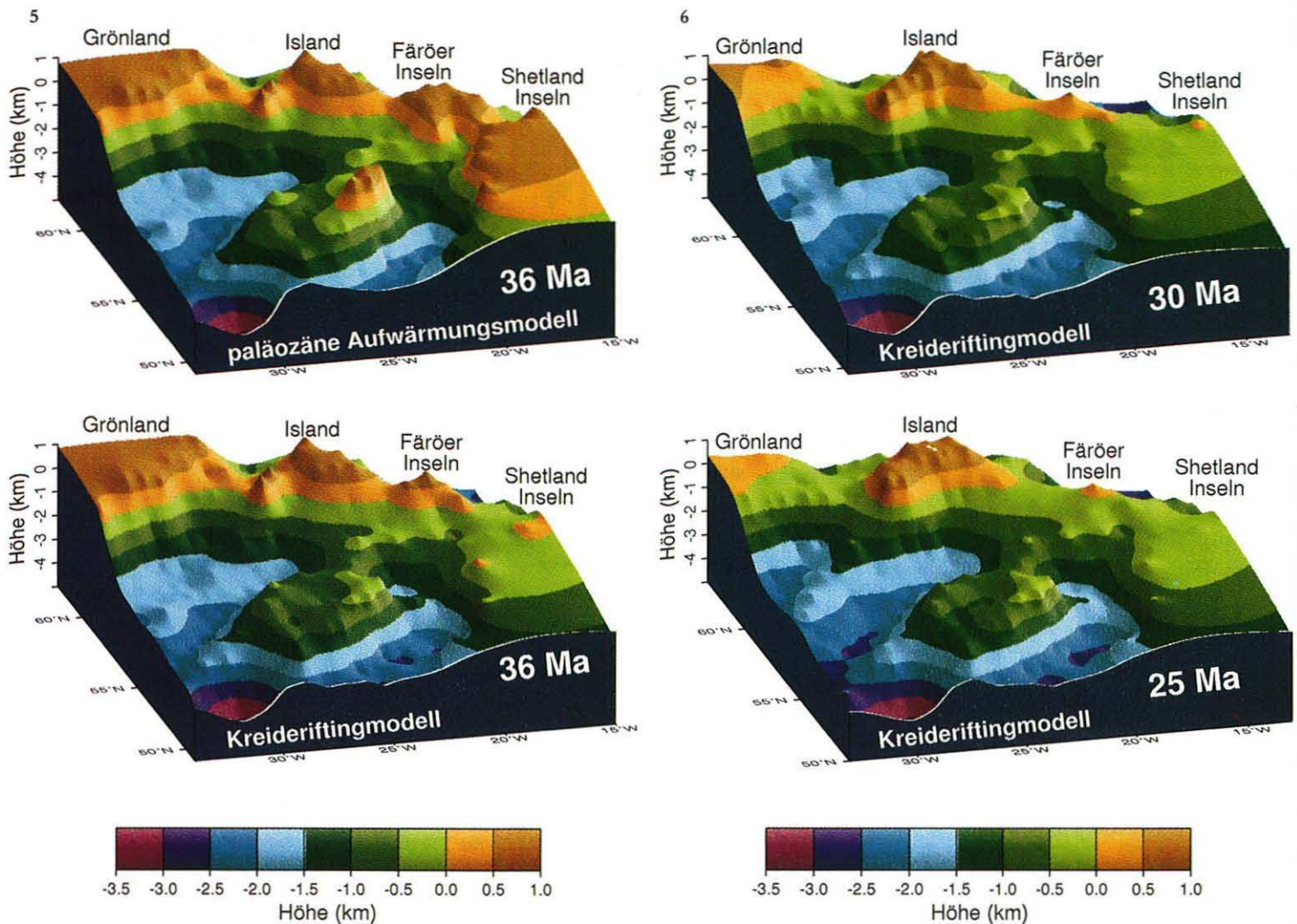


Abb. 5. Die Erhebungen auf Grönland und östlich des Rockall-Grabens und der Shetland-Inseln in den beiden Rekonstruktionen liegen außerhalb des Gebietes mit belegten Daten und sollten unberücksichtigt bleiben. Orangefarbene Gebiete innerhalb des rekonstruierten Gebietes wurden so modelliert, daß sie zur damaligen Zeit auf oder oberhalb des Meeresspiegels lagen. Die oben dargestellte Rekonstruktion gilt auch nach dem paläozänen Aufwärmungsmodell für das Unteroligozän (vor 36 Mio. Jahren), als der Meeresspiegel 60 m höher als heute lag. Die unten dargestellte Rekonstruktion ist auch nach dem Kreideriftingmodell für das Unteroligozän (vor 36 Mio. Jahren) gültig.

Abb. 6. In beiden Rekonstruktionen liegen die Erhebungen Grönlands und östlich des Rockall-Grabens und der Shetland-Inseln außerhalb des Gebietes mit belegten Daten und sollten unberücksichtigt bleiben. Orangefarbene Gebiete innerhalb des rekonstruierten Gebietes lagen oberhalb des damaligen Meeresspiegels. Die oben dargestellte Rekonstruktion gilt auch nach dem Kreideriftingmodell und rekonstruiert für das Mitteloligozän (vor 30 Mio. Jahren), als der Meeresspiegel 14 m höher als heute lag. Die unten dargestellte Rekonstruktion ist nach dem Kreideriftingmodell für das Oberoligozän (vor 25 Mio. Jahren) gültig, als der Meeresspiegel etwa 34 m höher als heute lag.

Enge in der  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitterlösung nicht zerlegbar waren. Wir wissen jedoch, daß der Färöer-Bank-Kanal mindestens 350 m und der Wyville-Thompson-Rücken mindestens 150 m tiefer sind, als dies in Abbildung 2 dargestellt ist.

Die mit den beiden thermischen Modellen berechneten Profile zeigen (Abbildungen 3 und 4), daß die Dänemarkstraße im Unteroligozän sehr schmal war und eine Tiefe von weniger als 100 m besaß. Vor circa 28 Mio. Jahren senkte sie sich unter die 300-m-Schwelle und hat sich seit 14 Mio. Jahren von einer Tiefe von 900 m auf ihre heutige Tiefe von 500 m verflacht. Bis vor 28 Mio. Jahren lag der Island-Färöer-Rücken in beiden Modellen noch oberhalb des Meeresspiegels, vertiefte sich fortlaufend und erreichte vor 20 Mio. Jahren eine Tiefenlage von 300 m. Er hat seine maximale Tiefenlage während des Pliozäns erreicht. Heute scheint der Färöer-Shetland-Kanal 600 m tief zu liegen (Abbildung

4). Aufgrund der eingeschränkten Daten kann dieser schmale Kanal nicht ausreichend aufgelöst werden. Im Kreideriftingmodell lag der Färöer-Shetland-Kanal bis vor 38 Mio. Jahren über dem Meeresspiegel. Im Früholigozän weisen die Gitterzellen eine Tiefenlage von circa 250 m auf. Hieraus läßt sich schließen, daß für die Tiefenlagen des Färöer-Bank-Kanals 500 m und des Wyville-Thompson-Rückens 300 m Tiefe angegeben werden können. Der Färöer-Shetland-Kanal erreichte die 300-m-Schwelle vor ungefähr 24 Mio. Jahren (Abbildung 3).

Wenn man 350 m zur Tiefe des Färöer-Bank-Kanals und 150 m zur Tiefe des Wyville-Thompson-Rückens addiert, um sich den belegten Tiefen anzunähern, erhält man Tiefenlagen von 650 bzw. 450 m.

Das paläozäne Aufwärmungsmodell liefert für das erwärmte Gebiet ein anderes Bild. Die Gitterzellen, die den Färöer-Bank-Kanal und Wyville-Thompson-Rücken enthalten (Abbildung 5), lagen im Früholigozän über dem Meeresspiegel. Dies läßt darauf schließen, daß kein Überlauf dichter Wassermassen aus dem GIN-Becken möglich war. Der Färöer-Shetland-Kanal erreichte eine Tiefenlage von 300 m bei 22 Mio. Jahren (Abbildung 3). Nach dem paläozänen Aufwärmungsmodell für das Unteroligozän hätte das Rockall-Plateau eine Flachwassertiefenlage, die Rockall-Bank läge sogar über dem Meeresspiegel (Abbildung 5).

#### 4 Diskussion

Die Rekonstruktionen entlang des Grönland-Schottland-Rückens, die auf dem paläozänen Aufwärmungsmodell für das Obereozän/Unteroligozän basieren (Abbildungen 3 und 5), weisen auf Subaerealbedingungen entlang des gesamten Island-Schottland-Rückens hin. Darum ist es nach diesem Modell unwahrscheinlich, daß das GIN-Meer für den Nordatlantik vor dem Unteroligozän eine Tiefenwasserquelle darstellte. Die Rekonstruktion des Kreideriftingmodells (Abbildungen 3 und 5) zeigt jedoch, daß kurzfristige Austauschvorgänge zwischen dem GIN-Meer und dem Färöer-Shetland-Kanal stattgefunden haben könnten. Die Schwellentiefen entlang des Island-Schottland-Rückens waren bis zur Zeit der Oligozän-/Miozängrenze (Abbildung 3) zu schmal, um Austauschvorgänge des Tiefenwassers aus dem GIN-Meer zu erlauben. Shor und Poore [17] schlossen basierend auf Ergebnissen der DSDP-Sites 336 und 352, daß das NSOW (Norwegian Sea Overflow

Water) nicht vor Ende des Mitteloligozäns in den östlichen Nordatlantik eindrang. Weiterhin nahmen sie an, daß der Island-Färöer-Rücken vor 30 Mio. Jahren oberhalb des Meeresspiegels lag, so daß das Tiefenwasser nicht vor dem Oberoligozän (25 Mio.) über den Island-Färöer-Rücken geflossen sein konnte. Diese Annahmen werden von beiden Rekonstruktionsmodellen gestützt, die zeigen, daß die Schwellentiefe entlang des Island-Färöer-Rückens erst im Untermiozän unter die 300-m-Grenze absank.

Das Auftreten von Sediment-Driftkörpern stellt eine Hauptquelle der verfügbaren Informationen dar, die den prä-pleistozänen Tiefenwasser-Austausch des Grönland-Schottland-Rückens [17] und die Bodenwasserzirkulationsmuster im Nordatlantik betreffen. Eine Sedimentquelle und starke Boden- und Tiefenwasserströmungen sind die Voraussetzung für Sediment-Driftkörperbildung. Erosionen an Land oder in Flachwassergebieten oder durch Bodenströmungen ausgelöste Tiefsee-Erosionen können die Sedimentversorgung ermöglicht haben. Starke Bodenwasserströmungen benötigen als Energiequelle den Gradienten dichter Wassermassen. Zum Entstehen von Bodenwasserströmungen muß sich dichtes Wasser in einer ausreichend großen Menge gebildet haben, und ein Dichtegradient muß hinreichend ausgebildet sein, um nach Vermischung mit weniger dichten Wassermassen in den mittleren Tiefenlagen den Tiefseeboden zu erreichen [18]. Die Wassermassen können durch Abkühlung, durch einen erhöhten Salzgehalt aufgrund von Eisbildung, durch erhöhte Verdunstung oder durch einen hohen Schwebstoffanteil ungewöhnlich hohe Dichtewerte annehmen.

Die dichten Wassermassen, die heute in südlicher Richtung über den Grönland-Schottland-Rücken fließen, sind relativ kälter und salzreicher. Sie verdanken ihren Ursprung dem relativ hohen Salzgehalt, den über den Island-Schottland-Rücken in das GIN-Meer fließenden Nordatlantikwassermassen und dem verhältnismäßig kalten Klima des GIN-Meeres. Hier werden die Wassermassen abgekühlt, es bildet sich Meereis, und die Salinität wird leicht erhöht. Diese Bedingungen lagen nicht während der gesamten Geschichte des GIN-Meeres vor, sondern sind Folge des meridionalen Temperaturgradienten-Anstiegs während des späten Känozoikums [19].

Auf der Westseite des Rockall-Grabens gibt es eine große Sedimentdrift, die Feni-Drift

(siehe Abbildung 1). Sie begann, im Obereozän/Unteroligozän Sedimentmassen zu akkumulieren [20]. Das erodierte Sediment, das die Feni-Drift bildete, kann von den umliegenden Kontinentalschelfs stammen. Miller und Tucholke [21] vermuteten, daß aus einer Tiefenwasserquelle in der Arktis kaltes dichtes Wasser in das GIN-Meer floß. In ihrem Modell gingen sie davon aus, daß arktisches Wasser über den Island-Schottland-Rücken ausgetauscht werden mußte und damit die Bildung der Feni-Drift bewirkte. Es wäre eine ausreichend breite Verbindung der Zwischentiefen notwendig gewesen, um genügend Tiefseewassermassen aus dem Arktischen Becken in das GIN-Becken einfließen zu lassen. Die plattentektonischen Rekonstruktionen von Lawver et al. [22] beweisen jedoch, daß es zwischen dem Arktischen Ozean und dem GIN-Becken keine Tiefwasserbindung früher als vor 7,5 bis 5 Mio. Jahren gab.

Es wäre aber auch denkbar, daß die Feni-Drift mit einer frühen Produktion von antarktischen Bodenwasser zusammenfällt, bei der die plötzliche Abkühlung an der Eozän-/Oligozängrenze, die durch stabile Sauerstoffisotope an der Eozän-/Oligozängrenze dokumentiert wird [23, 24, 25, 26], ein Antriebsmechanismus wäre. Es ist allerdings nur schwer vorstellbar, daß die Bodenwasserproduktion an einer so weit entfernten Stelle derartige spezielle Auswirkungen gehabt hätte und die Bildung einzelner Sediment-Driftkörper am anderen Ende des Atlantik bewirkt haben soll. Eine andere Möglichkeit besteht darin, daß es in den letzten Beckenbereichen der Tethys eine oligozäne Quelle von dichten Wassermassen gab, ähnlich denen des Unter- und Mittelmiozäns [27]. Diese Quelle läge geographisch ebenfalls weit entfernt von der Feni-Drift.

Die Existenz einer örtlichen Quelle für dichte Wassermassen wäre eine andere Erklärungsmöglichkeit. Eine lokale Quelle hätte jedoch nicht ausreichend kalte, aber durchaus hinreichend saline Wassermassen produzieren können, wenn großräumige Teile des Rockall-Plateaus eine flache Tiefenlage gehabt hätten. Sie könnte mittels einer hohen Verdunstungsrate der Oberflächenwassermassen einen Anstieg der Salinität verursacht haben. Mit Hilfe der paläobathymetrischen Rekonstruktion für das Unteroligozän (Abbildung 5) kann diese Möglichkeit näher untersucht werden. Im Kreideriftingmodell ist die Lage des Färöer-Shetland-Kanals bedeutend tiefer als die der Dänemarkstraße angegeben. Im

paläozänen Aufwärmungsmodell lag der Färöer-Shetland-Kanal über dem Meeresspiegel und war flacher (Abbildungen 3 und 5). Die Möglichkeit, daß die Feni-Drift durch wärmere, salzhaltigere und damit dichte über das Rockall-Plateau fließende Wassermassen verursacht wurde, wird durch das paläozäne Aufwärmungsmodell gestützt, da in diesem Modell das Rockall-Plateau als großes, flaches Gebiet ausgewiesen wird (Abbildung 5).

Klimatologisch ist bekannt, daß im Rheintalgraben während des Oligozäns eine extreme Trockenheit herrschte, die ihren Höhepunkt mit der Ablagerung von Kalisalzen erreichte; jedoch könnte dies aufgrund des kontinentalen Riftmilieus eine nur lokale Auswirkung gehabt haben [28]. Es kam im Unteroligozän zu einer allgemeinen Abkühlung in mittleren und hohen Breitengraden [29].

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit wäre die Produktion von dichten Wassermassen durch Eisbildung im GIN-See oder auf dem breiten Schelf zwischen den Färöer- und Shetland-Inseln. Diese Möglichkeit wird durch das Kreideriftingmodell unterstützt (Abbildung 5). Basierend auf dieser Annahme strömten dichtere Wassermassen nach Süden über den damaligen Wyville-Thompson-Rücken. Die Wassermassen müßten dann in den Rockall-Graben eingeflossen sein und könnten somit die Feni-Drift gebildet haben.

## 5 Zusammenfassung und Ergebnisse

Obwohl viele Geologen die Vorstellung der extensiven Aufwärmung des Rockall-Färöer-Gebietes während des Paläozäns befürworten, wird hier das Kreideriftingmodell favorisiert, da es weitaus besser die geologische Datenlage erklärt. Der Beginn der Feni-Drift im Unteroligozän kann das Resultat arktischer Tief- oder Zwischenwassermassen gewesen sein, die durch den Färöer-Shetland-Kanal über den Wyville-Thompson-Rücken in den Rockall-Graben flossen. Es gab jedoch, wie oben erörtert, bis zum Spätmiozän keine Tiefseeverbindung zwischen dem GIN-See und dem Arktischen Meer.

Nach der Kreide trat im Spätozän zum ersten Mal ein Oberflächenwasseraustausch über den Grönland-Schottland-Rücken auf (Abbildungen 3, 4 und 6). Der Grönland-Schottland-Rücken war nicht tief genug, um einen Austausch von dichten Wassermassen aus dem GIN-See vor dem Oberoligo-

zän/Untermiozän (30 bis 25 Mio. Jahre) zu erlauben (Abbildung 6). Die Resultate lassen zwei Hauptschlüsse zu, um die Bildung der Feni-Drift im Obereozän/Unteroligozän erklären zu können:

(1) Dichte Wassermassen im GIN-See oder auch auf dem breiten, flachen Kontinentalschelf im Gebiet des Färöer-Shetland-Kanals sind durch Eisbildung und nicht im Arktischen Ozean gebildet worden.

(2) Dichte, warme und salzhaltige Wassermassen wurden durch vom Rockall-Plateau fließende Wassermassen ausgelöst. Unter der Voraussetzung, daß das Klima ausreichend arid war, können die extensiven, flachen Gebiete auf dem Rockall-Plateau die mögliche Quelle für dichte Wassermassen gewesen sein.

### Danksagung

Wir danken Jörn Thiede für die anregenden Gespräche und Frau C. Hoffmann und Frau O. Runze für ihre Hilfe bei der Übersetzung des Textes. Alle Abbildungen sind mit Hilfe des Programmes GMT [30] dargestellt. Die vorliegende Arbeit wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DU 129/5-13) unterstützt.

### Literatur

[1] M. H. P. Bott: The crust beneath the Iceland-Faeroe Ridge. In: M. H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani, J. Thiede (Hrsg.): Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge: New Methods and Concepts, NATO Conference Series, Series IV: Marine Sciences, Bd. 8. New York: Plenum Press, 1983, 63–76.  
 [2] M. H. P. Bott: Plate tectonic evolution of the Icelandic transverse ridge and adjacent regions; *J. Geophys. Res.* 90 (1985) 9953–9960.  
 [3] B. Parsons, J. G. Sclater: An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age; *J. Geophys. Res.* 82 (1977) 803–827.  
 [4] J. Thiede, O. Eldholm: Speculations about the paleodepth of the Greenland-Scotland Ridge during the Late Mesozoic and Cenozoic times. In: M. H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani, J. Thiede (Hrsg.): Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge: New Methods and Concepts, NATO Conference Series, Series IV: Marine Sciences, Bd. 8. New York: Plenum Press, 1983, 445–456.  
 [5] R. S. Detrick, J. G. Sclater, J. Thiede: Subsidence of aseismic ridges; *Earth and Planet. Sci. Lett.* 34 (1977) 185–196.

[6] J. R. Weber: The structures of the Alpha Ridge, Arctic Ocean and Iceland-Faeroe Ridge, North Atlantic: comparisons and implications for the evolution of the Canada Basin; *Marine Geology* 93 (1990) 43–68.

[7] J. Thiede: Palaeo-oceanography, margin stratigraphy and palaeophysiography of the Tertiary North Atlantic and Norwegian-Greenland Seas; *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 294 (1980) 177–185.

[8] C. N. Wold: Paleobathymetry and Sediment Accumulation in the Northern North Atlantic and Southern Greenland-Iceland-Norwegian Sea, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, PhD Thesis, 1992, 255 S.

[9] C. N. Wold: Tertiary paleobathymetry of the northern North Atlantic. In: R. A. Scruton (Hrsg.): The tectonics, sedimentation and palaeoceanography of the North Atlantic region. Geological Society Special Publication. Oxford, Blackwell Scientific Publications, im Druck.

[10] R. L. Heestand, S. T. Crough: The effects of hot spots on the oceanic age-depth relation; *J. Geophys. Res.* 86 (1981) 6107–6114.

[11] J. Hanisch: The Cretaceous opening of the northeast Atlantic; *Tectonophysics* 101 (1984) 1–23.

[12] R. S. White, G. D. Spence, S. R. Fowler, D. P. McKenzie, G. K. Westbrook, A. N. Bowen: Magmatism at rifted continental margins; *Nature* 330 (1987) 439–444.

[13] A. P. Dickin: The North Atlantic Tertiary Province, In: J. D. Macdougall (Ed.): Continental Flood Basalts. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1988, 111–149.

[14] R. S. White: A hot-spot model for early Tertiary volcanism in the N Atlantic. In: A. C. Morton, L. M. Parson (Hrsg.): Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. Geological Society Special Publication No. 39. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 1988, 3–13.

[15] G. Dietrich: Atlas of the Hydrography of the Northern Atlantic Ocean Based on the Polar Front Survey of the International Geophysical Year, Winter and Summer, 1958; International Council for the Exploration of the Sea, Copenhagen, Denmark, 1969.

[16] O. M. Johannessen: Brief overview of the physical oceanography. In: B. G. Hurdle (Hrsg.): The Nordic Seas, New York, Springer-Verlag, 1986, 103–127.

[17] A. N. Shor, R. Z. Poore: Bottom currents and ice rafting in the North Atlantic: Interpretation of Neogene depositional environments of Leg 49 cores. In: B. P. Luyendyk, J. R. Cann, et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 49. Washing-

- ton, D. C., U. S. Government Printing Office, 1979, 859–872.
- [18] W. H. Peterson: A Steady State Thermohaline Convection Model, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, Miami, PhD Thesis, 1979, 160 pp.
- [19] E. J. Barron: Numerical climate modeling, a frontier in petroleum source rock prediction: results based on Cretaceous simulations; *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 69 (1985) 448–459.
- [20] D. G. Masson, R. B. Kidd: Revised Tertiary seismic stratigraphy of the southern Rockall Trough. In: W. F. Ruddiman, R. B. Kidd, E. Thomas, et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Bd. 94. Washington, D. C., U. S. Government Printing Office, 1987, 1117–1126.
- [21] K. G. Miller, B. E. Tucholke: Development of Cenozoic abyssal circulation south of the Greenland-Scotland Ridge. In: M. H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani, J. Thiede (Hrsg.): Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge: New Methods and Concepts, NATO Conference Series, Series IV: Marine Sciences, Bd. 8. New York: Plenum Press, 1983, 549–589.
- [22] L. A. Lawver, R. D. Müller, S. P. Srivastava, W. Roest: The opening of the Arctic Ocean. In: U. Bleil, J. Thiede (Hrsg.): Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic, NATO ASI Series, Bd. 308, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 1990, 29–62.
- [23] J. P. Kennet, N. J. Shackleton: Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 m. y. ago; *Nature* 260 (1976) 513–515.
- [24] L. D. Keigwin, Jr.: Paleooceanographic change in the Pacific at the Eocene-Oligocene boundary; *Nature* 287 (1980) 722–725.
- [25] R. K. Matthews, R. Z. Poore: Tertiary  $^{18}\text{O}$  record and glacio-eustatic sea-level fluctuations; *Geology* 8 (1980) 501–504.
- [26] B. C. Corliss, L. D. Keigwin, Jr.: Eocene-Oligocene paleoceanography. In: K. J. Hsü (Hrsg.): Mesozoic and Cenozoic Oceans, Geodynamics Series, Bd. 15: Washington, D. C., American Geophysical Union, 1986, 101–118.
- [27] F. Woodruff, S. M. Savin: Miocene deep-water oceanography; *Paleoceanography* 4 (1989) 87–140.
- [28] R. Pflug: Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens; *Erträge der Forschung*, Darmstadt, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, 1982, 145 pp.
- [29] W. A. Berggren, D. Schnitker: Cenozoic marine environments in the North Atlantic and Norwegian-Greenland Sea. In: M. H. P. Bott, S. Saxov, M. Talwani, J. Thiede (Hrsg.): Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge: New Methods and Concepts, NATO Conference Series, Series IV: Marine Sciences, Bd. 8. New York: Plenum Press, 1983, 495–548.
- [30] P. Wessel, W. H. F. Smith: Free software helps map and display data; *EOS* 72 (1991) 441, 445–446.
- [31] ETOPO-5: Relief map of the earth's surface; *EOS* 67 (1986) 121.
- [32] W. A. Berggren, D. V. Kent, J. J. Flynn, J. A. van Couvering: Cenozoic geochronology; *Geol. Soc. Am. Bull.* 96 (1985) 1406–1418.

---

Anschriften:

Dr. Christopher N. Wold, Prof. Dr. William W. Hay, Prof. Dr. Wolf-Christian Dullo, Dr. Thomas C. W. Wolf und Peter Bruns, GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität, Wischhofstraße 1–3, D-24148 Kiel.

Prof. Dr. William W. Hay, CIRES, Department of Geology, University of Colorado, Campus Box 216, Boulder, CO, 80309, USA.