

ZUR GESTALT DES MEERESBODENS IM NORDATLANTISCHEN OZEAN

Ergebnisse von Echolotungen deutscher Forschungsschiffe im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/1958

Mit 10 Abbildungen

JOHANNES ULRICH

The morphology of the sea bed in the North Atlantic

Summary: The paper evaluates the echograms of the research ships F.F.S. "Anton Dohrn" and V.F.S. "Gauss" as regards their geomorphological contents. The sounding profiles, whose position is given in fig. 1, are longitudinal and transversal profiles of the major and numerous minor relief features of the sea bed. The N.W.-S.E. profiles from the area of the Irming Sea represent the S.E. shelf of Greenland, as well as the island's slope and foot regions, the north-eastern Labrador Basin and Reykjanes Ridge (fig. 2). The Mid-Atlantic Ridge between 50°N and 57°N shows in its west regions (zone of block fractures, horst-graben zone with central rift) a particularly complicated relief. The central rift valley can be followed clearly even across the zone where the ridge changes its direction (fig. 3 and 5).

The rise from the southern Iceland Basin to the Rockall Plateau, the broad plateau itself, and the southern part of the Rockall Bank appear in contrast as pronounced major features with little variations within. At the foot of the Rockall Bank on the approximately 1,400 m. deep plateau a deepening of about 200 m. was recognised, which is interpreted as a deep sea furrow (fig. 4). Mainly balanced forms are also revealed by the sounding profiles across the Newfoundland shelf, the steep section and foot region of the North American continental slope as well as across the Newfoundland deep sea plain, which is bisected by the already known Mid-Ocean Canyon (fig. 6 and 7). Between the deep sea plain and the hill region of the deep sea in the Newfoundland Basin a region of rounded elevations — Gauss Kuppen — was discovered within 44°N/45°N and 39°W/41°30'W, whose highest summits rise from over 4,500 m. to about 2,000 m. below sea level. A further region of rounded elevations within the legendary Milne Bank was surveyed by V.F.S. "Gauss" and is here represented by a number of sounding profiles and also in the form of an isobath map. Particularly interesting morphological results ensued from the survey of the Anton Dohrn Kuppe, situated in the Rockall channel between Rockall and St. Kilda, which was discovered by V.F.S. "Gauss" on the return trip from its I.G.Y. voyages, and later visited several times by F.F.S. "Anton Dohrn" (fig. 9). In a comprehensive map of the morphological regions the results of the soundings of both research ships have been coordinated with the findings of American marine geologists (B. C. HEEZEN and others, 1959) (fig. 10).

Einleitung

Die im Rahmen des Polarfront-Programms des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/1958 im nördlichen Nordatlantischen Ozean eingesetzten deutschen Forschungsschiffe F.F.S. „Anton Dohrn“ und V.F.S. „Gauß“ brachten von ihren Fahrten im Spätwinter und Spätsommer 1958 außer wertvollen hydrographischen und meeresbiologischen Beobachtungsergebnissen zahlreiche Echogramme mit, die im Deutschen Hydrographischen Institut, Hamburg, und im Institut für Meereskunde der Universität Kiel aufbereitet und

topographisch-bathymetrisch ausgewertet wurden. Die Echolotprofile dieser Fahrten beinhalten eine Gesamtstrecke von 24 112 km. In den meisten Schnitten sind neben den typischen Großformen des Meeresbodens auch zahlreiche charakteristische Einzelformen enthalten. Bisher konnte die morphologische Bearbeitung und Eingliederung dieser Formen nur in großen Zügen erfolgen (J. ULRICH, 1962). Ziel der hier vorliegenden Untersuchung ist es, eine genauere Einordnung der topographisch interessantesten Profile durchzuführen. Im Zusammenhang damit soll überprüft werden, inwieweit sich der von B. C. HEEZEN, M. THARP und M. EWING (1959) für das südlich von 50° N gelegene Gebiet des nordatlantischen Meeresbodens entworfene erste morphologisch-physiographische Gliederungsversuch auch auf den nördlichen Teil des Nordatlantischen Ozeans (von 50° N bis 65° N) anwenden läßt.

Seit langem wird eine umfassende Diskussion der Morphologie des nordatlantischen Meeresbodens angestrebt, aber bisher liegen die Lotungsergebnisse der am Polarfront-Programm des I.G.J. beteiligten Forschungsschiffe der anderen Nationen nur zu einem kleinen Teil vor. Dennoch erscheint der Versuch gerechtfertigt, bereits heute an Hand der Lotprofile der deutschen Forschungsschiffe eine Zwischenbilanz zu ziehen, die uns einen Einblick in den derzeitigen Stand unserer Kenntnisse über den nordatlantischen Meeresboden ermöglicht.

Genauigkeit der Lotungen

Die den einzelnen Lotprofilen zugrunde liegenden Lotungstiefen entstammen den Echogrammen von Präzisions-Tiefsee-Echographen der Firmen Dr. Fahrentholz und Electroacoustic (beide Kiel). Es handelt sich dabei um Echographen, die in der Lage sind, auch größere Meerestiefen deutlich erkennbar und gut ablesbar wiederzugeben.

Die optimale Auswertegenauigkeit der Echogramme lag für Tiefen von über 3000 m — je nach Wartung der Echolote — in den Grenzen von ± 7 m bis ± 19 m (vgl. G. DIETRICH, 1959). Zu berücksichtigen ist, daß bei der großen räumlichen Ausdehnung des Untersuchungsgebietes die Genauigkeit der Loran-Navigation örtlich recht große Unterschiede aufweisen kann. Im allgemeinen liegt die Genauigkeit der Ortsbestimmung bei ± 1 Sm ($= \pm 1,8$ km), in besonders günstigen Regionen sogar bei $\pm 0,5$ Sm ($= \pm 0,9$ km). Im ungünstigsten Falle können Fehler von ± 3 Sm ($= \pm 5,5$ km) auftreten.

Neben die Loran-Navigation treten regelmäßige astronomische Ortsbestimmungen, deren Genauigkeit im allgemeinen mit ± 1 Sm angesetzt werden kann. Aus diesen Angaben ist zu ersehen, daß die Lotungen sowohl hinsichtlich ihrer

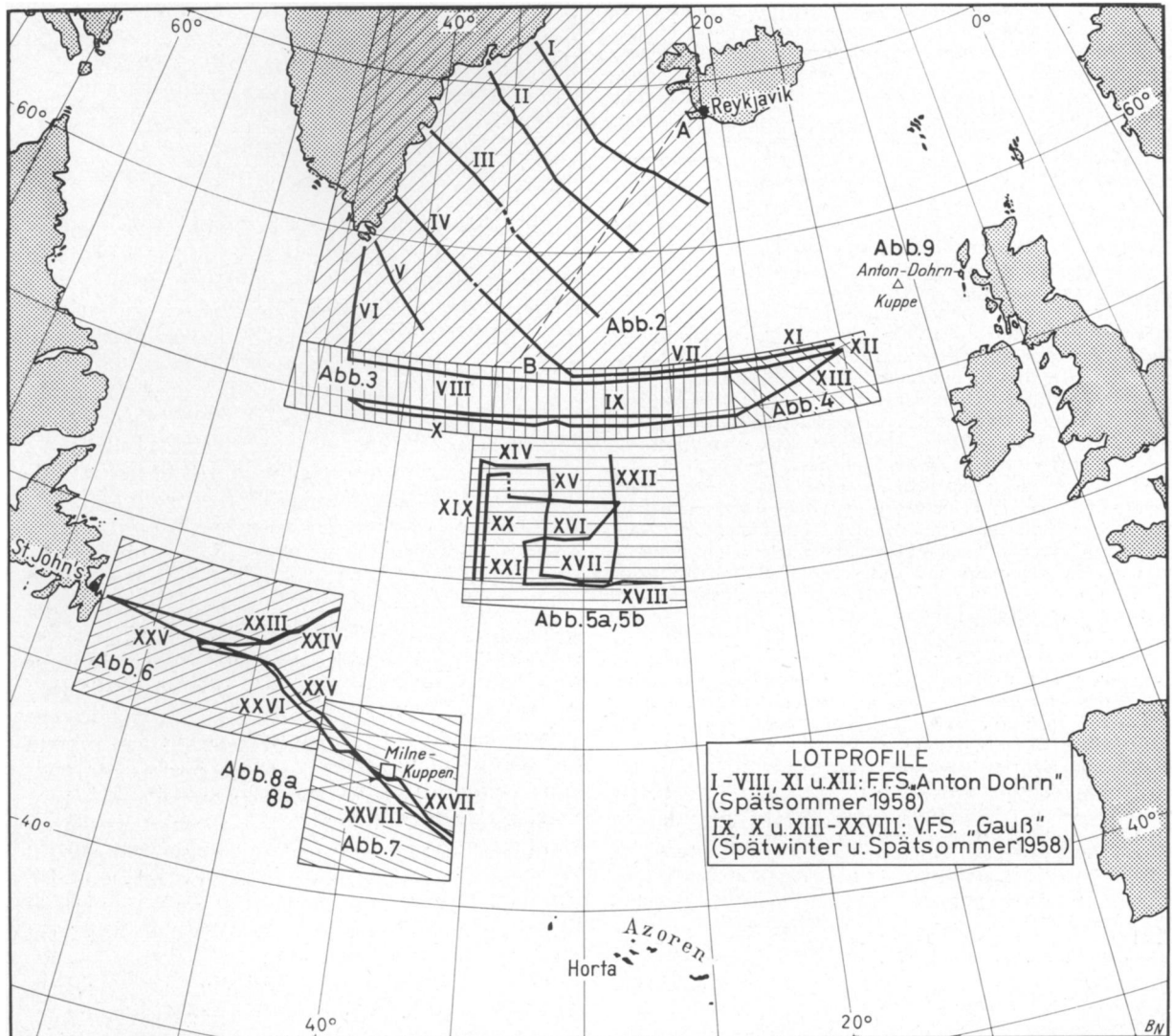


Abb. 1.

vertikalen als auch bezüglich ihrer horizontalen Fehlergrenzen mit einem den jeweiligen lokalen Möglichkeiten (Lage der Loran-Sender zueinander) entsprechenden Höchstmaß an Genauigkeit durchgeführt werden konnten. Die Echogramme wurden an Hand der nautischen Protokolle entzerrt und die Lotungswerte in der üblichen Weise um den für die jeweilige Region repräsentativen Schallgeschwindigkeitsbetrag korrigiert (nach der Tabelle von D. J. MATTHEWS, 1939, 1944).

Zur Darstellungsmethode der Lotprofile

Die zeichnerische Darstellung der Lotprofile erfolgte einheitlich in 50facher Überhöhung. Die parallel laufenden Profile der einzelnen Abbildungen sind mit Hilfe der sie schneidenden Breitengrade bzw. Meridiane koordiniert worden. Die Schnitte der Abbildung 2 wurden durch eine Bezugslinie (A—B) einander beigeordnet, die die Gipfelregion des Reykjaner-Rückens in den Profilen I bis IV schneidet, womit an eine frühere Untersuchung über die Topographie des Rückens angeknüpft werden soll (J. ULRICH, 1960). Die genaue Lage der einzelnen in den Abbildungen 2 bis 8a in

Gruppen zusammengefaßten Schnitte ist aus Abbildung 1 zu ersehen.

Die Gruppierung der Lotprofile erfolgte nach geographisch-morphologischen Gesichtspunkten. Die Schnitte I bis VI liegen im Gebiet der Irmingersee und queren die Schelfregion SE-Grönlands sowie den zugehörigen Inselabhang und das nordöstliche Labrador-Becken; die Profile I bis IV schneiden außerdem den Reykjaner-Rücken (Abb. 2). Der Mittelatlantische Rücken ist in den Profilen VII bis X in voller Breite erfaßt (Abb. 3), während die Schnitte XI bis XIII das südliche Island-Becken, den Anstieg zum Rockall-Plateau, das Plateau selbst und die südlichen Teile der Rockall-Bank darstellen (Abb. 4). Das sehr unruhige Relief der zentralen Regionen des Mittelatlantischen Rückens zwischen 50° N und 54° N, also im Gebiet der zweifachen Richtungsänderung des Rückens, kommt in den Profilen XIV bis XXII (Abb. 5) zum Ausdruck. Die Schnitte XXIII bis XXVI (Abb. 6) erfassen den Neufundlandschelf mit Flämischer Rinne und Flämischer Kappe sowie den nordamerikanischen Kontinentalabhang mit dem daran anschließenden westlichen Teil der Tiefsee-Ebene des Neufundland-

Beckens. Die Fortsetzung nach SE wird durch die Profile XXVII und XXVIII, in denen neben der Tiefsee-Hügelzone zwei größere Kuppenregionen enthalten sind, hergestellt (Abb. 7). Eine dieser Kuppenregionen („Milne-Kuppen“) ist genauer vermessen worden. Das Ergebnis wurde in den Abbildungen 8a und 8b wiedergegeben.

Im Gebiet des Rockall-Kanals wurde eine mächtige Einzelkuppe entdeckt („Anton Dohrn-Kuppe“), deren morphologische Probleme an Hand einer Tiefenkarte verdeutlicht werden sollen (Abb. 9). Die sämtlichen Lotungsergebnisse erhalten eine Zusammenfassung in einer als Ergänzung der Arbeiten von B. C. HEEZEN, M. THARP und M. EWING (1959) gedachten morphologisch-physiographischen Karte des Untersuchungsgebietes (Abb. 10).

Die geographische Lage der einzelnen Lotprofile ergab sich aus den Fahrtrouten der Schiffe, die nur zum Teil nach topographischen, vor allem aber nach hydrographischen Gesichtspunkten in den internationalen Arbeitsgruppen festgelegt worden waren, und zwar mit dem Ziel, spezielle Probleme der Zirkulation der Wassermassen ihrer Lösung näherzubringen (G. DIETRICH, 1957). Da neben den deutschen auch jedes der beteiligten ausländischen Schiffe zumindest ein registrierendes Echolot an Bord im Einsatz hatte, mußte eine beachtliche Zahl neuer Lotlinien und damit neuer zuverlässiger Echolotprofile zustande gekommen sein, die nach ihrer Veröffentlichung zur Entschleierung des nordatlantischen Meeresbodens beitragen können.

Zur Morphologie der nordatlantischen Bodenformen

Die Großgliederung des Meeresbodens. An Hand der hier vorliegenden Lotprofile soll nun versucht werden, die Großformen des Meeresbodens zu erkennen und gegeneinander abzugrenzen sowie mehrere typische Einzelformen zu deuten und morphologisch einzuordnen. Dabei muß leider mangels Bodenproben und geophysikalischer Messungen an Bord der deutschen Schiffe auf eine detaillierte Interpretation bei den meisten Bodenformen verzichtet werden. Wollen wir tiefer in die den Meeresboden gestaltenden Vorgänge eindringen, um zu einer geologisch-tektonischen Deutung der Formen zu gelangen, so sind wir für das Gebiet des Nordatlantischen Ozeans hauptsächlich auf Arbeiten amerikanischer Meeresgeologen und Geophysiker des „Lamont Geological Observatory“ der Columbia-Universität, New York, angewiesen. Die entsprechenden Untersuchungen aus den letzten Jahren wurden hier berücksichtigt.

In den vorliegenden Echolotprofilen sind außer den nordatlantischen Tiefseeergräben (Puerto-Rico-Graben, Cayman-Graben), die geotektonisch gesehen ohnehin ein pazifisches Bauelement darstellen, alle Arten von Großformen des Bodenreliefs erfaßt worden, nämlich:

- die Schelfregionen (SE-Grönland-Schelf, Neufundlandschelf),
- der Kontinental- bzw. Inselabhang vor diesen Schelfregionen,
- die Tiefseebecken (Westeuropäisches Becken, Island-Becken¹⁾, Labrador-Becken, Neufundland-Becken),
- der Tiefseerücken (Mittelatlantischer Rücken).

Diese Großformen und die ihnen angehörenden Einzelformen werden im folgenden innerhalb der sie umschließenden geographischen Räume miteinander verglichen und gegeneinander abgegrenzt.

Die Bodenformen der Irmingersee (Abb. 2): Die den SE-Grönland-Schelf querenden Profile I bis VI zeigen zwar eine gute Übereinstimmung hinsichtlich ihrer Großgliederung, aber im einzelnen sind deutliche regionale Unterschiede sowohl in der Ausdehnung des Schelfes als auch in seinem Relief vorhanden. Auf die morphologischen Eigenarten des SE-Grönland-Schelfes wurde bereits an anderer Stelle eingegangen (J. ULRICH, 1963), so daß sich hier eine detaillierte Beschreibung erübrigt.

Am Kontinental- bzw. Inselabhang vor dem grönländischen Schelf besteht eine auffallende Übereinstimmung der morphologischen Gliederung zwischen den einzelnen Schnitten. Der Gefällsknick zwischen Steilabfall (Continental Slope²⁾ und Fußregion (Continental Rise) liegt entsprechend den nach S zu größeren Tiefen des Labradorbeckens bei Schnitt I etwa in 1000 m, bei den südlichen Profilen aber in 1500 m Tiefe. Eine besonders starke Hangneigung von etwa 10° läßt der Steilabfall in den Profilen II und III jeweils zwischen 500 und 1000 m Tiefe erkennen. Eine in etwa 1500 bis 1700 m Tiefe — zumeist am Gefällsknick — liegende Hangstufe, die bereits in den von „Meteor“ 1929 bis 1935 ausgeführten Lotungen enthalten war (A. DEFANT, G. BÖHNECKE, H. WATTENBERG, 1936), erscheint in den Schnitten III, V und VI deutlich als Rinne ausgebildet. Bisher konnte ihre Entstehung noch nicht eindeutig geklärt werden.

Im nordöstlichen Labradorbecken stehen sich — wie in fast allen Tiefseebecken — zwei morphologische Formengruppen gegenüber: Tiefsee-Ebenen (Abyssal Plains) und Hügelregionen (Abyssal Hills). Nicht immer sind beide in ihrer zonalen Anordnung durchgehend vertreten. Es kommt vor, daß die Fußregion des Kontinental-Abhanges direkt in die Hügelregion übergeht, ohne daß eine ausgedehnte Tiefsee-Ebene erkennbar ist.

Sonderformen, wie Tiefsee-Furchen („Mid-Ocean Canyons“) oder Tiefsee-Kuppen (Seamounts) scheinen im nordöstlichen Labradorbecken zu fehlen. Daß die in Abb. 2 wiedergegebenen Profile keine Furchenregion enthalten, steht im Gegensatz

¹⁾ Als Island-Becken wird in den neueren amerikanischen Kartenwerken der zwischen Island, Rockall-Bank und Reykjanes-Rücken gelegene nordwestliche Ausläufer des Westeuropäischen Beckens bezeichnet.

²⁾ Bei den in Klammern beigefügten Bezeichnungen handelt es sich um die von B. C. HEEZEN seit 1957 angewandte und heute allgemein gebräuchliche Terminologie.

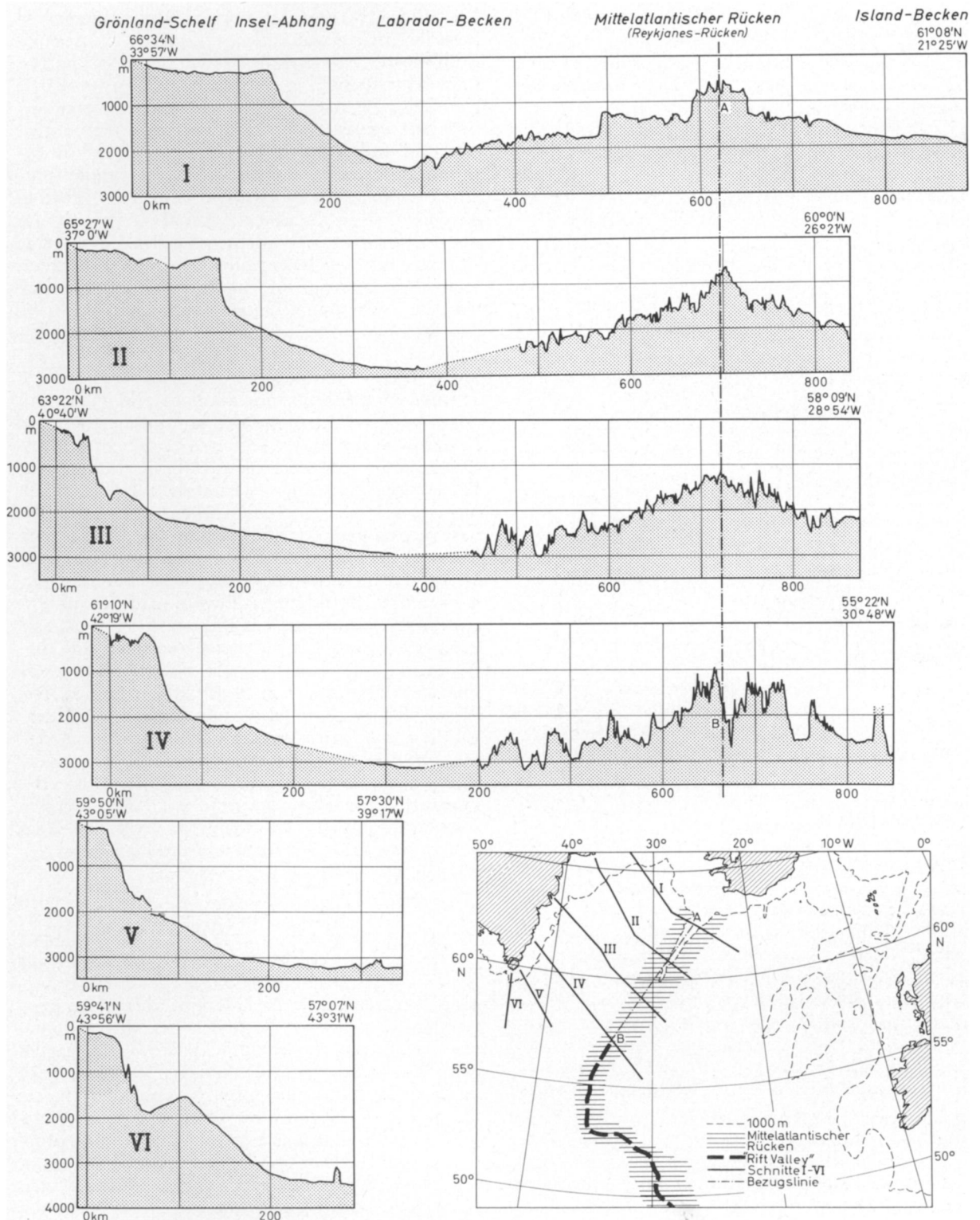


Abb. 2: Die Bodenformen der Irminger-See

zu der von B. C. HEEZEN, M. THARP und M. EWING (1959) gegebenen Darstellung, in der ein stark verzweigtes Furchensystem für dieses Gebiet als vorhanden angesehen wird. Der Nordrand des nordöstlichen Labradorbeckens wird bei etwa $64^{\circ} 25' N$ von Profil I gerade noch erfaßt. Mit 2500 m Tiefe ist noch ein Teil der Tiefsee-Ebene erlotet, die nach *E* zu in die Hügelregion übergeht. Nach *S* zu verbreitert sich die Tiefsee-Ebene schnell (Profil II und III). Ebenso vergrößert sich die Tiefenlage auf über 3000 m und erreicht in Profil VI 3500 m. Die Schnitte I bis IV zeigen, wie die Tiefsee-Ebene im *E* in etwa 300 bis 400 km Abstand von der grönländischen Küste in das unruhigere Relief der Tiefsee-Hügelregion übergeht, deren mittleres Gefälle 3° bis 6° beträgt. Vereinzelt treten maximale Neigungen von 10° auf.

Ist die Grenze zwischen Tiefsee-Ebene und Hügelregion im allgemeinen aus dem topographischen Gesamtbild zu ermitteln, so fällt es schwer, die Hügelregion zum Mittelatlantischen Rücken hin morphologisch zu begrenzen. Der Übergang zu dem noch komplizierteren Relief der Staffelregionen in den Randzonen des Mittelatlantischen Rückens vollzieht sich zumeist ohne jeden klar erkennbaren Formenwandel ganz allmählich. Nur auf Grund geophysikalischer Untersuchungen läßt sich eine geologisch-tektonische Untergliederung durchführen.

Auf die Tatsache, daß dem Reykjanes-Rücken eine Sonderstellung innerhalb des Mittelatlantischen Rückens zukommt, wurde ebenfalls bereits früher hingewiesen (J. ULRICH, 1960). Die als Charakteristikum der Kammregion des Mittelatlantischen Rückens geltende, tiefe und zumeist breite zentrale Längsspalte (Rift Valley) ist nur bei dem südlichsten der vier Schnitte über den Reykjanes-Rücken (zweifach ausgebildet) erkennbar. Die Profile I bis III sowie rund 50 zusätzliche sehr engabstandige Schnitte über den Rücken aus dem Jahre 1957 (Vermessungsfahrt von V.F.S. „Gauß“) zeigen keine Zentralspalte, sondern deuten an, daß der Rücken nördlich von $60^{\circ} N$ bis zum isländischen Schelf trotz zahlreicher lokaler Erhebungen und Einsenkungen ein wesentlich ruhigeres Relief besitzt als südlich von $60^{\circ} N$, wo eine starke Zerklüftung einsetzt. Der Beginn einer deutlich ausgebildeten Zentralspalte muß zwischen $57^{\circ} N$ und $58^{\circ} N$ gesucht werden (vgl. Abb. 2 und 10).

Ein morphologischer Vergleich der vier Lotprofile über den Reykjanes-Rücken läßt Gemeinsamkeiten im Formenschatz nur hinsichtlich der Hauptformen erkennen: Eine langgestreckte submarine Erhebung, deren Basis bei etwa 2000 bis 3000 m liegt, deren Gipfel bis etwa 1000 m (im N bis 500 m und höher) aufsteigen und deren Breite 300

bis 400 km beträgt, ist aus den Lotprofilen ohne Schwierigkeit herauszulesen. Betrachtet man jedoch die verschiedenen Einzelformen der Schnitte, so wird man bald zu der Einsicht gelangen, daß sich jedes Profil in seinen Einzelheiten von den parallel verlaufenden Nachbarschnitten unterscheidet, wobei die Reliefunruhe nach *S* hin zunimmt. Nur selten lassen sich klare topographische Parallelitäten zwischen benachbarten Profilen erkennen. Eine detaillierte morphologische Gliederung des Mittelatlantischen Rückens in einzelne Plateaus oder Stufenregionen allein an Hand von Lotprofilen vorzunehmen, ist zwar hypothetisch möglich, aber eine Unterscheidung in mehrere Staffelzonen kann nur auf Grund von geophysikalischen Meßergebnissen durchgeführt werden. Zwar lassen sich einzelne Gipfelniveaus in den randlichen Regionen des Rückens erkennen, und eine deutliche Zunahme der Kompliziertheit des Reliefs von der Staffelregion über die Bruchschollenzone bis zur Kammregion ist bei fast allen Profilen vorhanden, aber es ist nicht möglich, allein aus der Topographie des Rückens auf dessen zonale geomorphologisch-tektonische Gliederung Schlüsse zu ziehen. Die in Abbildung 10 dargestellte Untergliederung der Randgebiete des Rückens in drei Staffelzonen (Lower, Middle und Upper Step) wurde aus einem auf seismischen und geomagnetischen Beobachtungen beruhenden Gliederungsversuch von B. C. HEEZEN (1959) übernommen. Die zwischen Staffelzonen und Horst-Graben-Zone (Rift Mountains) gelegene Bruchschollenzone (High Fractured Plateau) ist in den meisten Profilen nicht ohne weiteres als besondere Formengruppe zu erkennen. Ohne deutliche Begrenzung geht sie in die randlichen Staffelzonen über, während sie sich gegenüber der Horst-Graben-Zone zumeist besser abgrenzen läßt.

Der Mittelatlantische Rücken im Gebiet zwischen $50^{\circ} N$ und $57^{\circ} N$ (Abb. 3 und 5)

Der in den Profilen VII bis X und XIV bis XXII dargestellte zentrale Teil des nordatlantischen Meeresbodens enthält eine der morphologisch interessantesten Regionen des Mittelatlantischen Rückens, was sowohl in den Tiefenkarten (vgl. TH. STOCKS und G. WUEST, 1935) als auch in der morphologisch-physiographischen Karte (Abb. 10) als zweifacher deutlicher Richtungswechsel im Gesamtverlauf des Rückens zum Ausdruck kommt. Dem im Gebiet von Neufundland weit nach *E* vorstrebenden nordamerikanischen Kontinentalsockel entspricht ein Ausweichen des Mittelatlantischen Rückens, der von Island bis etwa $55^{\circ} N$ in NE/SW-Richtung verläuft, dann über 3 Breitengrade hinweg einen N/S-Verlauf nimmt, um ganz unvermittelt — mit seinem Zen-

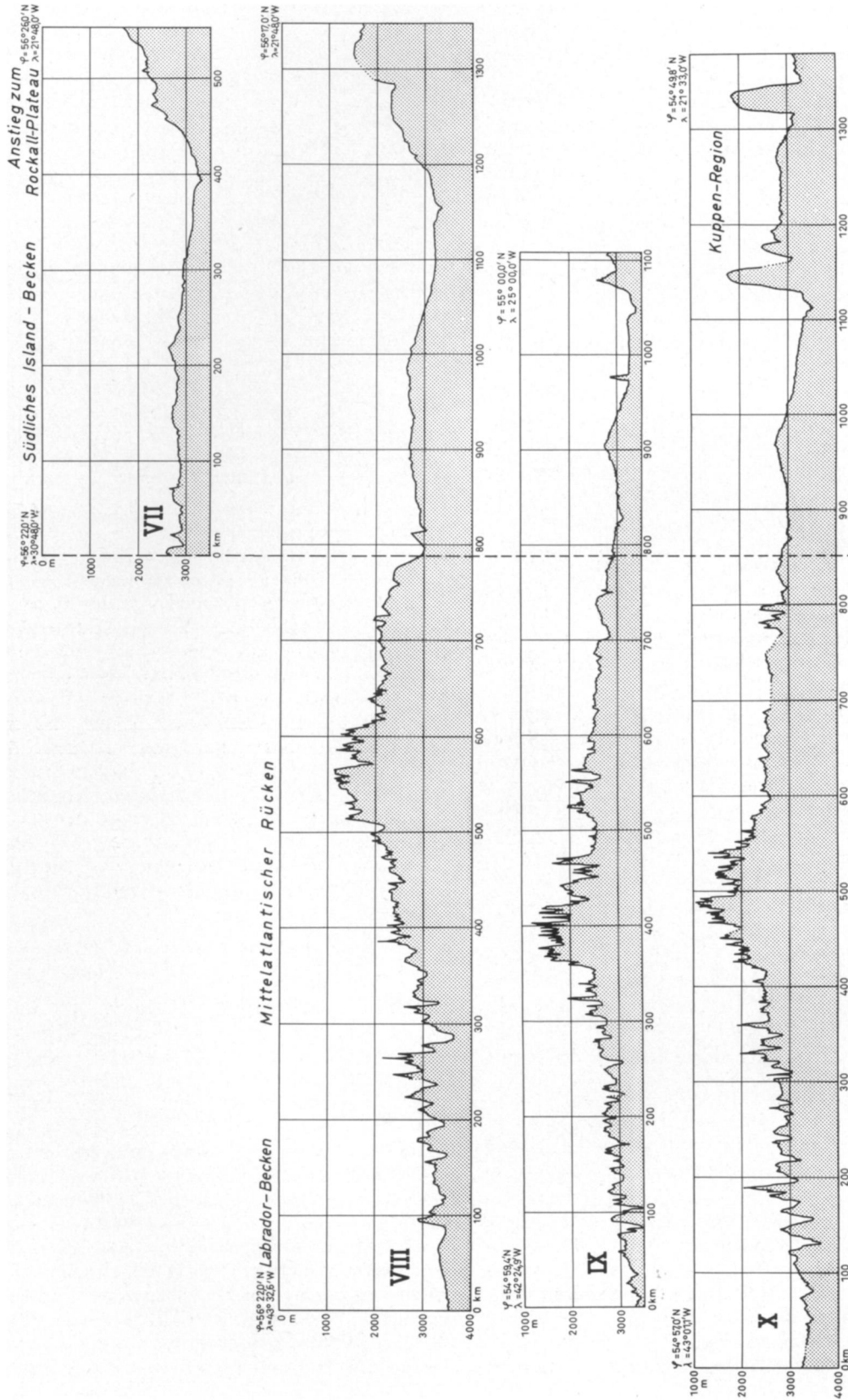


Abb. 3: Der Mittelatlantische Rücken.

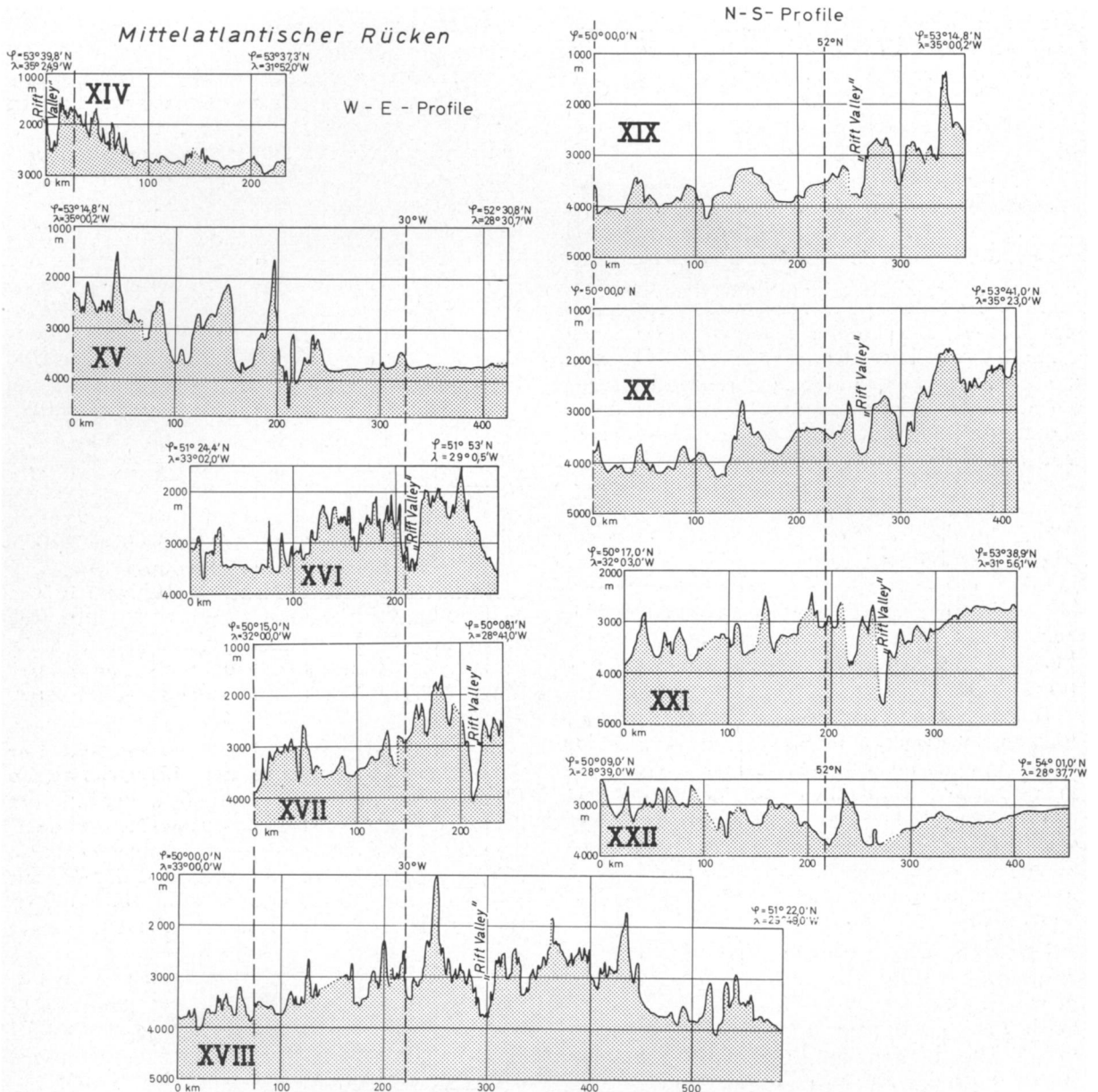


Abb. 5: Mittelatlantischer Rücken.

trum bei etwa $52^{\circ}30'N$ und $36^{\circ}W$ — rechtwinklig in W-E-Richtung abzubiegen und über mehrere Längengrade hinweg diese Richtung beizubehalten. Bei etwa $31^{\circ}W$ beginnt ein erneuter Richtungswechsel, indem der Rücken die NW-SE-Richtung einschlägt, die er dann bis $47^{\circ}N$ beibehält, um schließlich wieder den früheren NE-SW-Verlauf fortzusetzen.

Die Topographie dieser Umbiegungszone ist in den Abbildungen 3 und 5 wiedergegeben. Aus dem

Gebiet der Irmingersee kommend verbreitert sich der Rücken zunächst von etwa $56^{\circ}N$ an auf rund 500 km. Seine Horst-Graben-Zone hat in diesem Raum eine Breite von 100 bis 150 km. Die höchsten Erhebungen ragen fast bis zu 1000 m unter den Meeresspiegel auf. Das Relief der beiden zentralen Regionen (Horst-Graben-Zone und Bruchschollenzonen) erscheint vor allem in den Profilen IX und X außerordentlich kompliziert, wobei aber infolge des engen Abstandes der beiden Pro-

file zueinander einige markante Einzelformen ohne weiteres miteinander in Verbindung gebracht werden können. Die Zentralspalte ist als etwa 1000 m tiefe Einsenkung innerhalb der Horst-Graben-Zone in den drei Profilen deutlich erkennbar.

Auffallend ist ferner in Abbildung 3 der morphologische Unterschied zwischen den Randzonen zu beiden Seiten des Rückens. Das Relief der westlichen Staffelzonen ist wesentlich unruhiger als das der entsprechenden östlichen. Der Übergang in die Hügelregion der Tiefsee erfolgt im E des Rückens allmählicher als im W. Die Hügelregion selbst zeigt in den vier Profilen VII bis X weitgehende morphologische Übereinstimmung. Parallel zur unteren Begrenzung der Fußregion des Rockall-Inselabhangs verläuft eine 100 bis 200 m tiefe Einsenkung, die als Tiefsee-Furche gedeutet werden kann und dem von B. C. HEEZEN u. a. (1959) beschriebenen Furchensystem des westlichen Nordatlantischen Ozeans zu entsprechen scheint. Ein ähnliches System von Tiefsee-Furchen hat A. S. LAUGHTON (1960) aus dem Biscaya-Bekken und dem Spanischen Becken beschrieben. Die Sohlenbreite der in Abbildung 3 enthaltenen Furche beträgt etwa 3 bis 5 km, ihre Gesamtbreite rund 20 km.

In Profil X sind im Gebiet des unteren Rockall-Plateaus zwei Tiefsee-Kuppen erfaßt worden, die beide aus einer umgebenden Tiefe von 3000 m bis in etwa 1800 m aufragen und deren Basisbreite rund 30 bis 40 km beträgt. Die östliche Kuppe scheint ähnliche morphologische Verhältnisse aufzuweisen, wie sie von der Anton-Dohrn-Kuppe her bekanntgeworden sind (G. DIETRICH, J. ULRICH, 1961).

Die komplizierte Morphologie der zentralen Regionen des Mittelatlantischen Rückens im Umbiegungsbereich zwischen 50° N und $53^{\circ} 40'$ N kommen in den Profilen XIV bis XXII zum Ausdruck (Abb. 5). Während Profil XIV einen Querschnitt durch den östlichen Teil der Horst-Graben-Zone und durch die vorgelagerten Bruchschollen- und Staffelzonen gibt (wobei der Zentralgraben teilweise erfaßt wird), stellt Profil XV einen interessanten Längsschnitt durch die Bruchschollenzone dar, der nach E zu bereits bei 31° W in die Tiefsee-Ebene des Westeuropäischen Beckens (mit Tiefen von 3700 bis 3800 m) überzugehen scheint, ohne daß in diesem Gebiet die nach amerikanischer Darstellung vorhandene Obere Staffelzone topographisch erkennbar wäre. Schnitt XV enthält außerdem bemerkenswerte Höhendifferenzen, in denen ein beachtliches Gefälle bei mehreren Einzelformen zum Ausdruck kommt. Eine Erhebung, die bis in 1600 m Tiefe aufragt, hat in unmittelbarer Nähe eine Einsenkung, die bis über 4550 m

Tiefe erreicht. Die Entfernung zwischen beiden Extrempunkten beträgt rund 15 km, der Höhenunterschied über 3 km, was einer Hangneigung von 12° entspricht, wobei zu bedenken ist, daß einzelne Partien ein weitaus größeres Gefälle haben, da es sich um einen mehrfach gegliederten Abhang handelt.

Einen Querschnitt durch die Kammregionen des Rückens in etwa $51^{\circ} 30'$ N gibt Profil XVI. Die Horst-Graben-Zone hat hier eine Breite von etwa 150 km und ragt mit dem höchsten Gipfel bis in 1500 m Meerestiefe auf. Bei 30° W ist der Zentralgraben deutlich erkennbar 1500 m tief gegenüber dem mittleren Gipfelniveau (2000 m) eingesenkt. Die obere Grabenbreite beträgt rund 25 km.

Auch die Profile XVII und XVIII lassen innerhalb der zentralen Regionen des Rückens das „Rift Valley“ bei etwa 29° W erkennen. Der Rücken selbst verbreitert sich in diesem Raum (50° N) merklich und steigt mit seinem höchsten Gipfelniveau nur noch bis 2500 m Tiefe auf, überragt von einzelnen höheren Erhebungen. Die Talsohle des Zentralgrabens liegt hier bei etwa 4000 m Tiefe. Wie der Vergleich zwischen den Schnitten XVII und XVIII zeigt, können Form und Dimension der Zentralspalte innerhalb einer relativ kurzen Distanz beträchtlichen Änderungen unterworfen sein.

In Abbildung 5 ist auf der rechten Seite eine Serie von vier Profilen über den Mittelatlantischen Rücken enthalten, die den W-E-Verlauf der Kammregionen von Europa aus gesehen verdeutlichen soll. Die drei westlichen Schnitte (XIX bis XXI) enthalten wiederum die Zentralspalte. Sie erreicht hier Tiefen zwischen 3000 und 4000 m. Im Schnitt XXI besitzt ihre Grabensohle sogar eine Maximaltiefe von 4600 m (bei $52^{\circ} 30'$ N), was der Tiefenlage des Neufundland-Beckens entspricht. Die westlichen Staffelzonen des Rückens sind (50° bis 52° N) in den Profilen XIX bis XXI mit einer Tiefenlage von 3500 bis 4000 m wiedergegeben, während Schnitt XXII bereits das wesentlich ruhigere und nur in 3000 bis 3500 m Tiefe gelegene Relief der östlichen Staffeln darstellt, die Bruchschollenzone und die Horst-Graben-Zone enthält, aber das „Rift Valley“ im S noch nicht mit einschließt.

Die Entstehung der mittelozeanischen Rücken geht nach neueren Auffassungen auf durch subkrustale Konvektionsströme bedingte Dehnungsprozesse zurück, wodurch in der Mitte der Ozeane meridional verlaufende Schwächezonen der Erdkruste auftreten, die zu einem Hochdringen simatischen Materials aus dem Erdmantel führen (R. S. DIETZ, 1961). Radioaktivitäts-Datierungen haben für Basalte des Mittelatlantischen Rückens ein tertiäres Alter ergeben (D. CARR, R. KULP, 1953).

Rockall-Plateau und Rockall-Bank (Abb. 4)

Der Anstieg aus dem 3000 bis 4000 m tiefen Island-Becken zum Rockall-Plateau und darüber hinaus zum südlichen Teil der Rockall-Bank ist in den Profilen XI bis XIII dargestellt. Der Abstand zwischen den beiden nördlichen, parallel verlaufenden Schnitten XI und XII beträgt rund 18 km. Infolge des relativ ruhigen Reliefs ähneln sich die Formen sehr: Zwischen Inselanstieg und dem etwa 150 km breiten Rockall-Plateau ist in 1200 bis 1800 m Tiefe eine Hügelzone deutlich erkennbar,

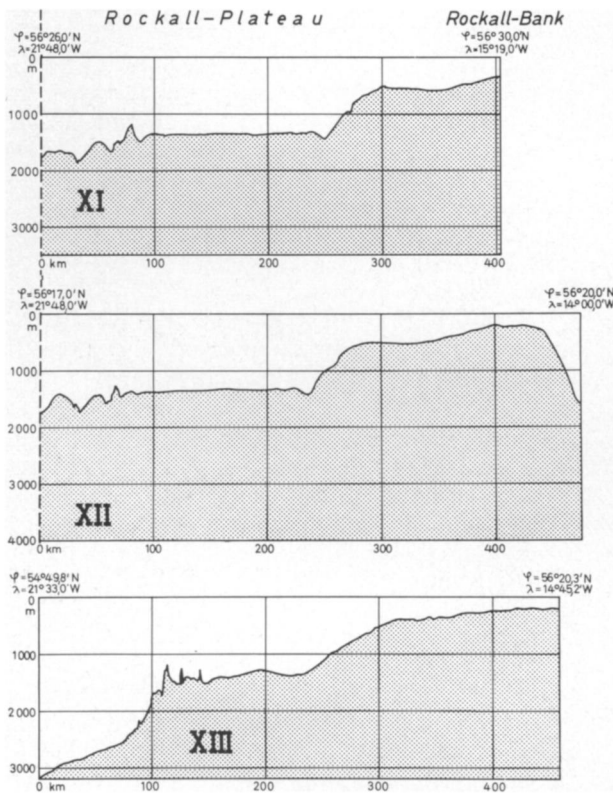


Abb. 4: Rockall-Plateau und Rockall-Bank

an die sich das fast ebene Plateau mit einer Tiefenlage von rund 1350 m anschließt. Nach E zu findet es seinen Abschluß mit dem Anstieg zur eigentlichen Rockall-Bank, deren südlicher Ausläufer von allen drei Profilen geschnitten wird. Bemerkenswert ist eine rinnenartige, etwa 200 m (gegenüber dem Plateau) tiefe Einsenkung am Fuß der Bank. Die Entscheidung darüber, ob diese Senke ihrer Entstehung nach eine Erosionsform darstellt, oder ob sie auf tektonische Vorgänge zurückzuführen ist, muß Spezialuntersuchungen vorbehalten bleiben.

Neufundlandschelf und nordamerikanischer Kontinentalabhang (Abb. 6)

Der Schelf. Die Morphologie der Neufundlandbänke hat bereits durch F.-W. MARIENFELD (1952) eine umfassende Darstellung gefunden. Die hier vorliegenden neuen Echolotungen über Schelf und Kontinentalabhang bestätigen die durch MARIENFELD und durch neuere amerikanische Arbeiten (B. C. HEEZEN, 1960) gewonnenen Erkenntnisse. Der 400 km breite fast ebene Schelf ist durch die bis zu 1200 m tiefe Flämische Rinne, deren obere Talränder etwa 70 km auseinander liegen, von der im E vorgelagerten Flämischen Kappe getrennt; das Querprofil der Rinne ist durchweg nicht symmetrisch, die Ostseite ist stärker geneigt. Neben dem sehr ruhigen Relief des Schelfs fällt seine geringe Tiefenlage sofort auf. Im Gebiet der Grand Banks besitzt er über weite Flächen hinweg nicht mehr als 75 m Tiefe.

Wenn auch Neufundland während der Würmeiszeit noch unter einer Eiskappe gelegen hat und die Gletscherbewegungen vom lokalen Zentrum der Vereisung im W der Insel aus nach allen Seiten hin erfolgte, so sind doch heute in der Topographie des Schelfs kaum noch glaziale Formen zu erkennen. Die riesige ebene Fläche wird als untergetauchte Rumpffläche erklärt. Die auf ihr abgelagerten eiszeitlichen Sedimente der einstmaligen großartigen submarinen Akkumulationslandschaft scheinen weitgehend eingeebnet worden zu sein bzw. in postglazialer Zeit durch Erosion und Sedimentation unter Mitwirkung verdrifteter Eisberge einen flächenhaften Ausgleich gefunden zu haben.

Der Kontinentalabhang. Wie der grönländische, so läßt sich auch der Neufundlandschelf in Steilabfall und Fußregion untergliedern, wobei der Gefällsknick allerdings wesentlich tiefer, nämlich in etwa 3000 m Tiefe liegt. Hangstufen sind in den Profilen XXIII, XXIV und XXVI in 3000 m (bzw. 2000 m) Tiefe erkennbar. Die größte Neigung des Steilabfalles liegt in Schnitt XXVI bei etwa 10°. Das Gefälle der Fußregion nimmt bei allen Profilen von etwa 5° bis 8° am Gefällsknick bis fast zur Horizontalen im Neufundlandbecken allmählich ab, so daß auch hier die Vermutung naheliegt, daß es sich um eine großräumige submarine Aufschüttungszone von Küsten- bzw. Schelfsedimenten handelt. Das ältere Relief des kristallinen oder vulkanischen Untergrundes scheint an einzelnen Stellen aus der Sedimentdecke herauszuragen (vgl. Profil XXV). Für diese Hypothese fehlen allerdings bisher noch exakte Beweise.

Die vorliegenden Echolotprofile vom Kontinentalabhang geben zwar die vertikale Großgliederung deutlich wieder, sie können aber nicht viel über die Einzelheiten der dreidimensionalen Ge-

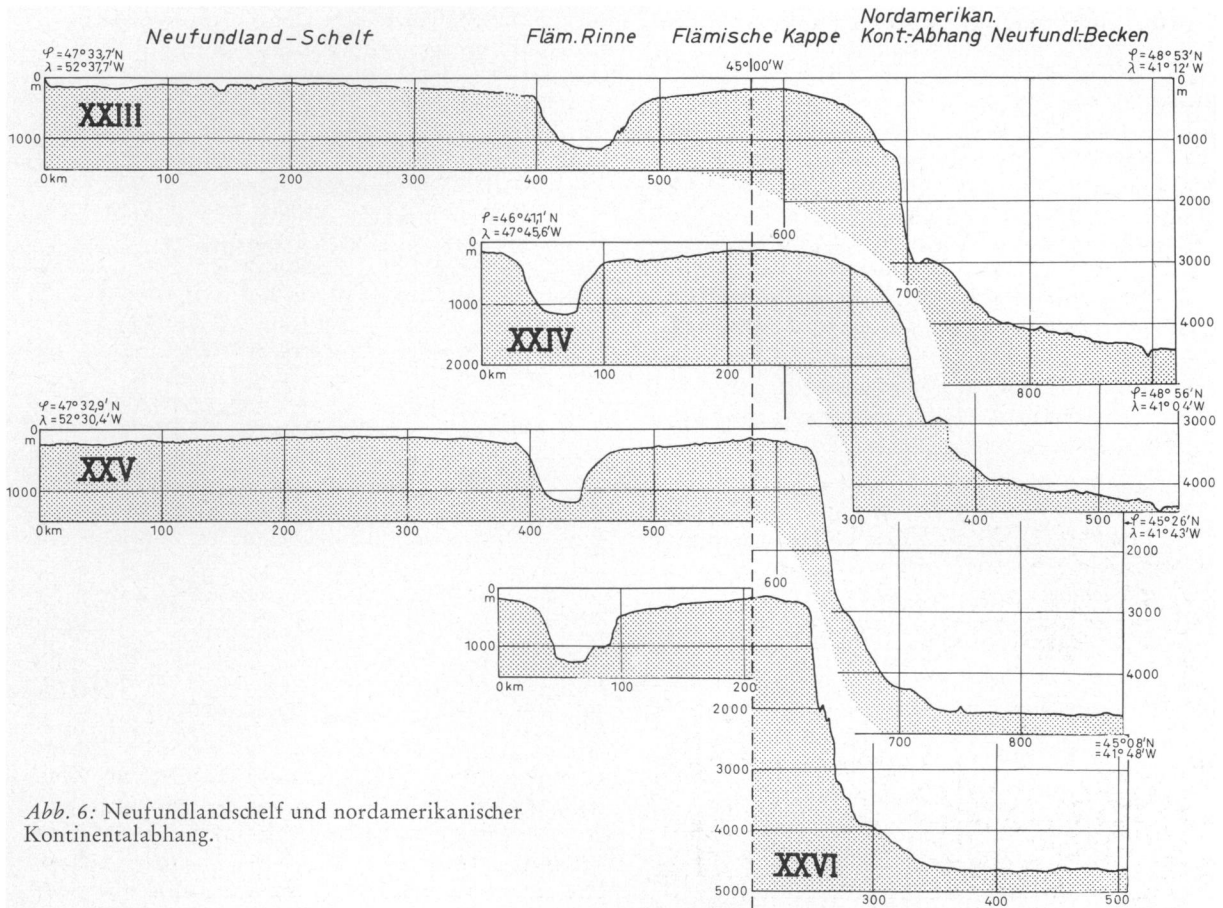


Abb. 6: Neufundlandschelf und nordamerikanischer Kontinentalabhang.

stalt des Steilabfalles und der Fußregion aussagen. Aus den Arbeiten von B. C. HEEZEN u. a. (1959), die auf neueren Vermessungen fundieren, und aus genauen bathymetrischen Karten geht hervor, daß der Kontinentalabhang in sich sehr stark gegliedert und zerfurcht ist. Parallel laufende submarine Cañons verschiedener Breite und Tiefe durchziehen ihn in Richtung der Hangneigung und lassen auf eine relativ starke Erosionstätigkeit am Steilabfall und den oberen Teilen der Fußregion schließen. Von Zeit zu Zeit kommt es am Steilabfall zu gewaltigen Sedimentrutschungen, die zur Entstehung der sich katastrophenartig auswirkenden Suspensionsströme führen können. Auf sie soll im folgenden Abschnitt noch eingegangen werden.

Die Tiefseeformen des Neufundland-Beckens (Abb. 6 und 7)

Die Lotprofile XXIII bis XXVIII brachten neues Material für die morphologische Gliederung und Begrenzung des Neufundland-Beckens. Die von B. C. HEEZEN, M. THARP und M. EWING (1959) gegebene Gliederung nach der Lebhaftig-

keit des Reliefs und nach der tektonischen Struktur des Untergrundes finden wir in den Profilen weitgehend bestätigt. Der ausgedehnten (hier 200 bis 300 km breiten) Tiefsee-Ebene steht eine Zone mit lebhaftem Relief gegenüber, die Tiefsee-Hügelregion. Außerdem lassen sich im Neufundlandbecken zwei Sonderformen abgliedern: eine Tiefsee-Furche (Mid-Ocean Canyon) und mehrere Kuppenregionen sowie einzeln auftretende Kuppen (Seamounts).

Tiefsee-Ebene und Hügelregion der Tiefsee. Die breite neufundländische Tiefsee-Ebene (Profile XXIII bis XXVI) besitzt weite Gebiete mit sehr ebenem Boden, dessen Gefälle teilweise nur 1:5000 beträgt. Demgegenüber zeigt die sich im E anschließende und den Übergang zu den Staffelzonen des Mittelatlantischen Rückens bildende Tiefsee-Hügelregion ein unruhiges Relief mit Hangneigungen der Bodenformen von 3° bis 6°, vereinzelt bis zu 10°.

Bezüglich der Entstehung von Tiefsee-Ebene und Hügelzone ist man heute nach den sprengseismischen Untersuchungen von M. EWING, J. L. WORZEL und S. B. HERSEY (1950) der Ansicht, daß

in den Hugelregionen der Tiefsee die Sedimente in ungestörter Lagerung den kristallinen Untergrund bedecken, während die Tiefsee-Ebenen das Ergebnis von Suspensionsstrom - Ablagerungen sein dürften. Da die Suspensionsstrome (Turbidity Currents) sehr hohe Geschwindigkeiten (bis zu 100 km/Std. nach B. C. HEEZEN, 1960) erreichen können, erscheint ein weites Vordringen von suspendiertem Material in die Tiefseebecken durchaus möglich.

Die Profile XXVII und XXVIII stellen insofern einen Sonderfall in der Gliederung der Tiefseebecken dar, als zwischen Ebene und Hügelzone eine Kuppenregion liegt. Erst östlich der beiden hier erfasten Tiefsee-Kuppen beginnt die Hügelregion, die ein mittleres Niveau von etwa 4000 m besitzt.

Tiefsee-Furche (Mid-Ocean Canyon). Die von B. C. HEEZEN (1956) aufgestellte Theorie von der Existenz eines Systems von Tiefsee-Furchen, das die westlichen nordatlantischen Becken in N-S-Richtung durchzieht, wird durch eine in den Profilen XXIII, XXIV, XXVII und XXVIII wiedergegebene deutliche Einsenkung im Boden der Neufundland-Tiefsee-Ebene für diesen Raum be-

stätigt. Die genaue Lage der Furche wurde in der morphologisch-physiographischen Karte (Abb.10) verbessert wiedergegeben. Die Breite der etwa 250 km vom Schelfrand entfernt erloteten Furche beträgt in den betreffenden Schnitten etwa 5 km, wobei die Sohle etwa 100 bis 140 m tiefer als der umgebende Meeresboden von 4200 bzw. 4700 m Tiefe liegt. Über die Entstehung dieser Furche können heute noch keine genauen Aussagen gemacht werden.

Kuppenregionen der Tiefsee (Abb. 7 und 8a, b)

„Gauß“-Kuppen und „Milne“-Kuppen. Wenn sich auch die nordatlantischen Kuppenregionen und Einzelkuppen der Tiefsee im allgemeinen hinsichtlich ihrer Anzahl und Dimensionen nicht mit denen des Pazifischen Ozeans messen können, so gibt es doch auch in diesem Meeresraum gelegentlich noch Überraschungen. So wurde durch V.F.S. „Gauß“ im Neufundlandbecken im Gradfeld 44° N/45° N und 39° W/41° 30' W eine Kuppenregion entdeckt, die bisher in den Seekarten noch nicht enthalten war („Gauß-Kuppen“). Ihre hier erlotete höchste Erhebung ragt aus dem umgebenden

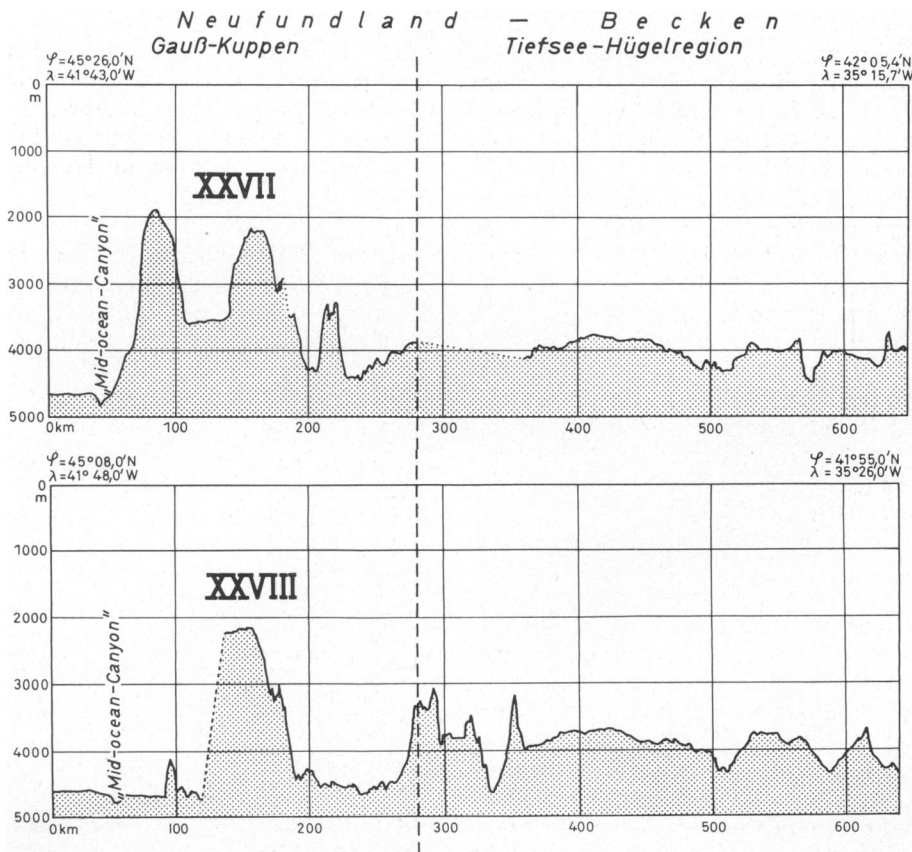


Abb. 7: Tiefseeformen des Neufundland-Beckens.

MILNE - KUPPEN

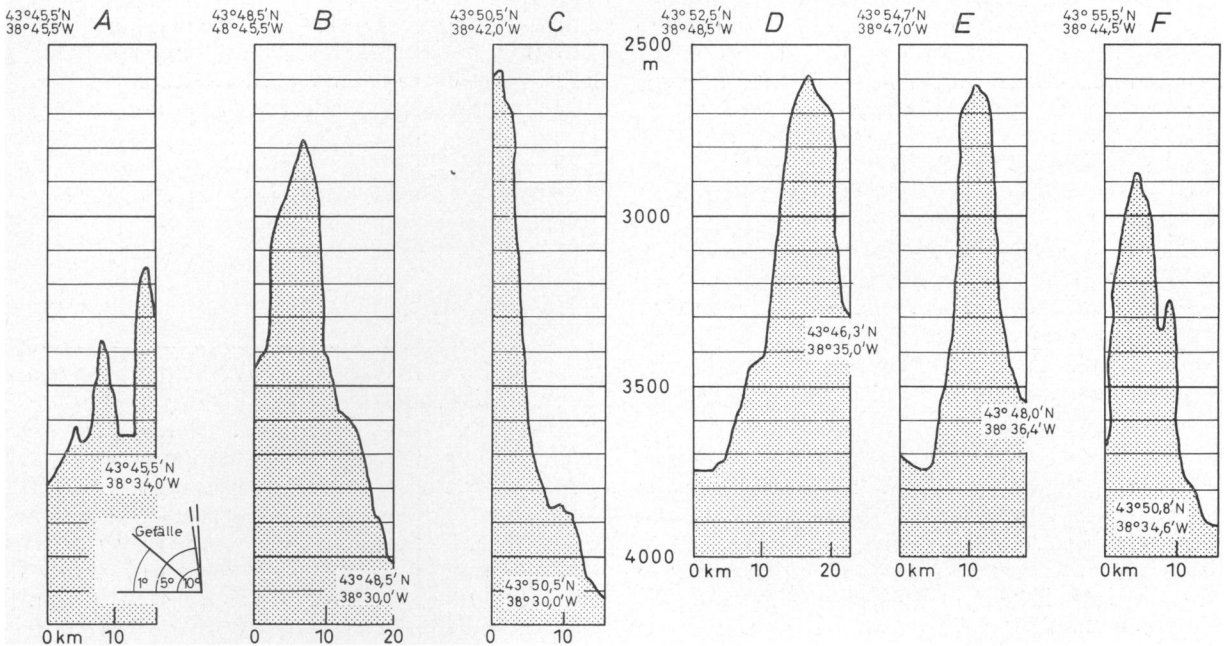


Abb. 8a

Meeresboden von über 4500 m bis in etwa 2000 m Meerestiefe auf. Der Basisdurchmesser der Kuppen scheint zwischen 20 km und 70 km zu liegen. Diese Kuppenregion besitzt in ihrer Gesamtheit eine Breite von rund 200 km.

Eine weitere typische Kuppenregion liegt ebenfalls im Raum zwischen Neufundland und den Azoren, und zwar im NE der „Gauß“-Kuppen innerhalb des Gradfeldes 43° 30' N/44° N und 38° 30' W/39° W. Sie ist bereits seit 1832 unter dem Namen „Milne-Bank“ bekannt und wurde in den See- und Tiefenkarten dieses Gebietes mit 100 Faden (etwa 180 m) Tiefe angegeben. Schon seit langem bestehen Zweifel an der Richtigkeit dieser Eintragung, ohne daß eine Änderung in den Karten vorgenommen worden wäre. Im Rahmen der IGJ-Fahrten erfolgte nun durch V.F.S. „Gauß“ die Vermessung eines quadratischen Gebietes von 15 Sm Seitenlänge, in dem die „Milne-Bank“ liegen sollte. Das Ergebnis der Vermessung zeigt eine Tiefenkarte (Abb. 8b), die zugleich den Kurs der Vermessungsfahrten des Schiffes enthält. Aus den Lotungen von V.F.S. „Gauß“ resultiert, daß zumindest in der angegebenen Position und deren näherer Umgebung keine Einzelerhebung gefunden werden konnte, die auch nur annähernd die Höhe einer „Bank“ erreicht hätte (vgl. J. ULRICH, 1962). Was erlotet wurde, war lediglich ein Komplex von zahlreichen kleinen Erhebungen, die einem bis zu 3000 m ansteigenden Sockel aufge-

setzt sind und bis zu etwa 2500 m Meerestiefe emporragen (Abb. 8a). Der Basisdurchmesser der einzelnen Kuppen, deren Gipfel durchweg keine Abplattung zeigen, beträgt 10 bis 15 km. Die Hänge besitzen sehr starke Neigungen von teilweise über 15°.

Anton-Dohrn-Kuppe (Abb. 9). Die wohl originellste topographische Entdeckung der Fahrten deutscher Forschungsschiffe im IGJ. wurde auf der Rückreise von der zweiten Teilfahrt durch V.F.S. „Gauß“ gemacht, als etwa 100 Sm westlich der Hebriden zwischen Rockall-Fels und St. Kilda der Echograph des Schiffes eine submarine Kuppe aufzeichnete, die sich aus dem umgebenden Tiefseeboden von 2500 m bis in rund 520 m Tiefe erhob. In keiner Seekarte war diese Kuppe bisher enthalten. In den folgenden Jahren wurde die Kuppe mehrmals durch F.F.S. „Anton Dohrn“ aufgesucht: Eine gründliche Vermessung erfolgte 1959, und weitere Lotprofile brachte „Anton Dohrn“ 1960 von einer Fahrt zur Kuppe mit, die im Anschluß an die Teilnahme am sogenannten „Overflow-Programm“ stattfand. Seitdem ist die Kuppe als „Anton-Dohrn-Kuppe“ in die neueren Seekarten eingegangen.

Die Echogramme der Kuppe brachten interessante Enthüllungen, die für die Morphologie submariner Kuppen generell von Bedeutung sein

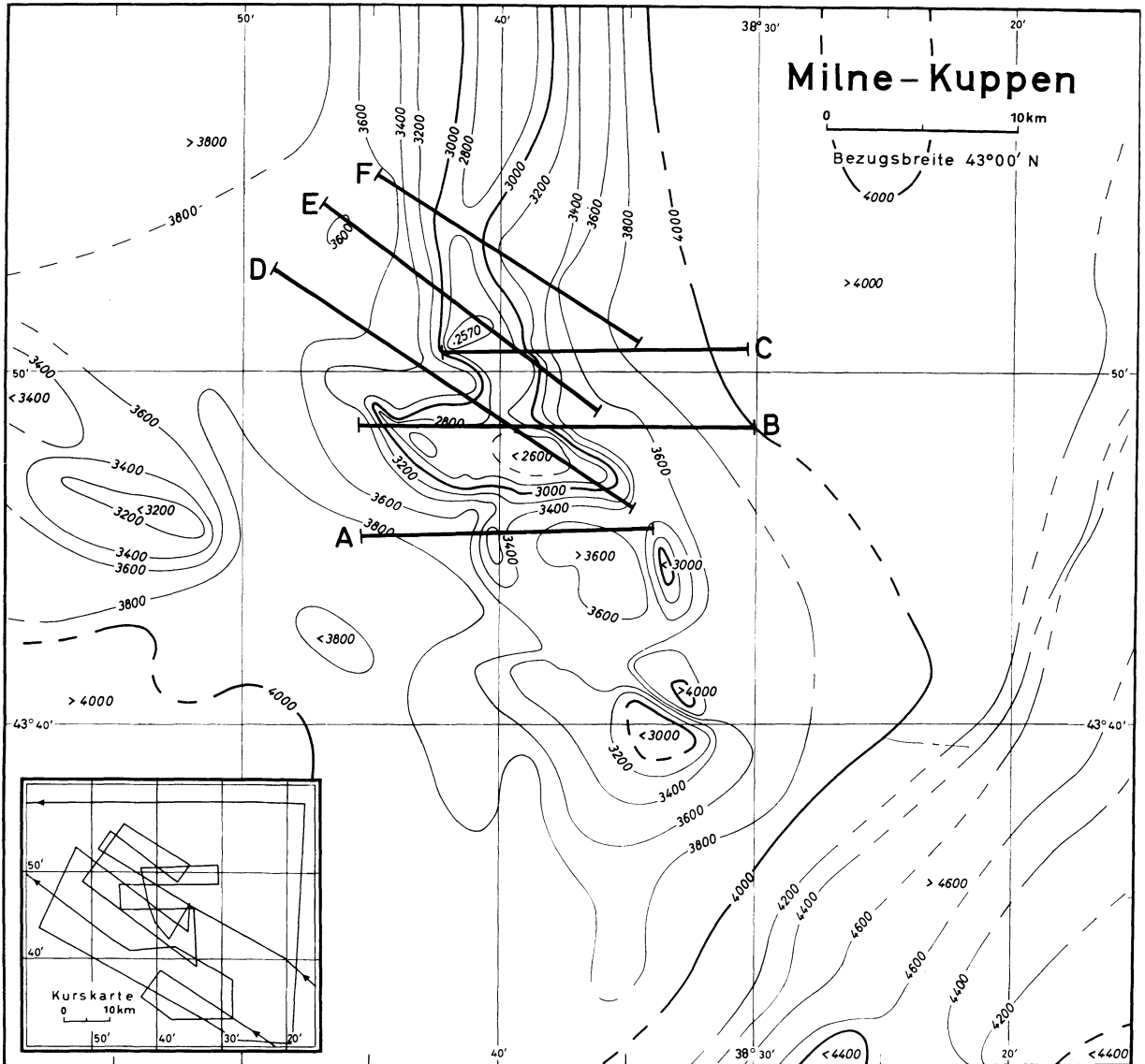


Abb. 8b

dürften. Die steil aufragende kegelartige Erhebung besitzt einen Durchmesser von etwa 35 km, hat oben eine Guyot-artige Verflachung mit einer 20 m hohen Felsspitze und — wie die sternförmig angeordneten Schnitte zeigen, die in der Karte noch an der Lage der Tiefenzahlen erkennbar sind — an ihrem Fuß eine deutliche ringförmige Einsenkung, die ihrerseits wiederum von einer flachen halbkreisförmigen bzw. wallartigen Erhebung umgeben wird. Allem Anschein nach handelt es sich hier um einen submarinen Vulkankegel, der auf Grund seines Massenüberschusses allmählich in den ihn umgebenden Meeresboden einsinkt, wobei die Geschwindigkeit des Absinkens größer

sein muß als die der Sedimentation. Aber noch fehlen geophysikalische Beobachtungen und geologische Untersuchungen zur Bestätigung dieser Hypothese.

Schlußbemerkung

Die beiden deutschen Forschungsschiffe „Anton Dohrn“ und „Gauß“ hatten im IGJ nicht die Aufgabe, systematische topographische Vermessungsarbeit im Nordatlantischen Ozean zu leisten. Auch die Echolotungen mußten dem internationalen Polarfrontprogramm angeglichen und nebenbei erledigt werden. Um so mehr ist es zu begrü-

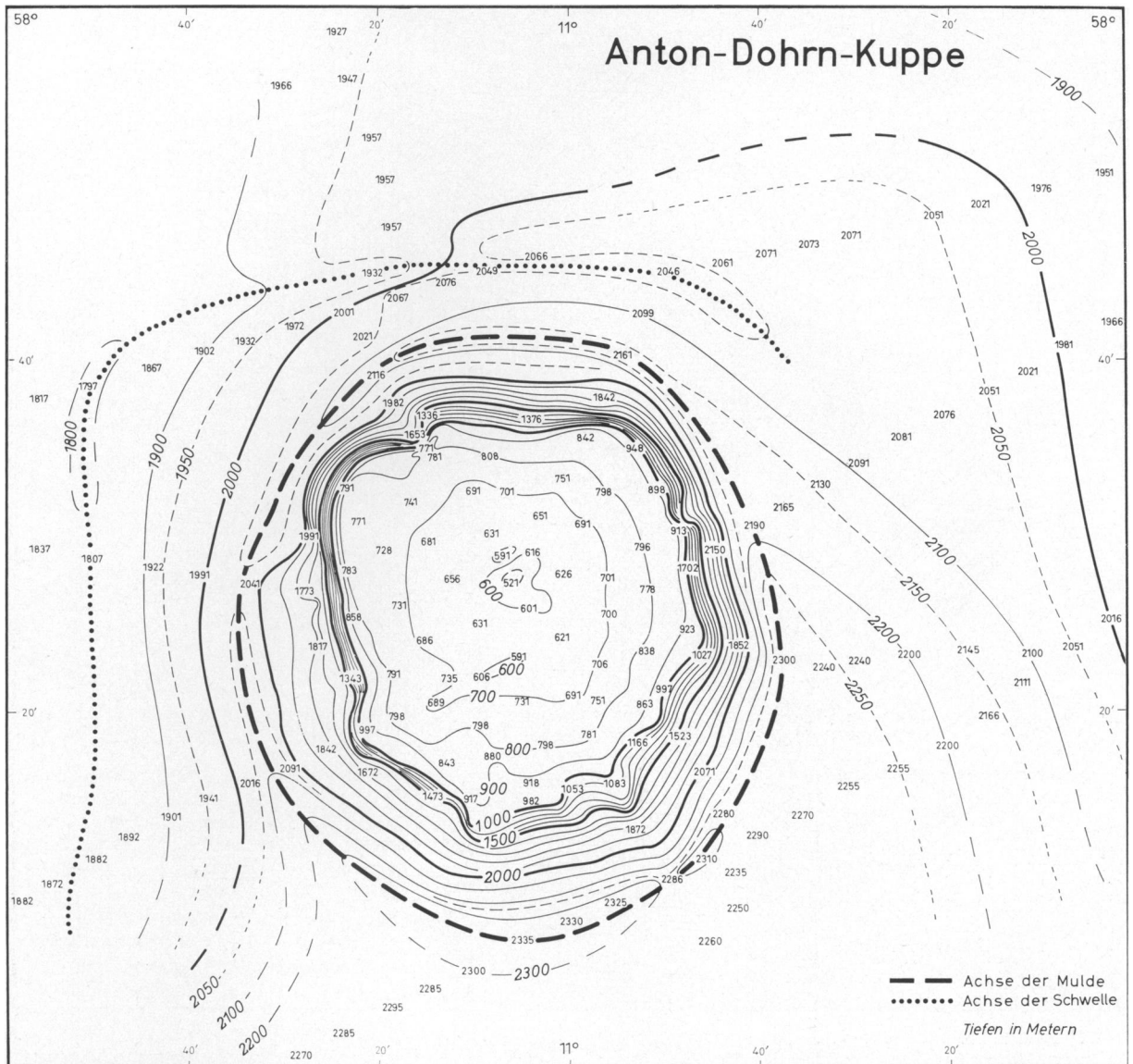


Abb. 9

ßen, daß durch die festgelegten Fahrtrouten bei- der Schiffe morphologisch interessante Regionen berührt wurden, zu deren Erforschung die Lotungsergebnisse wesentlich beitragen konnten und daß darüber hinaus noch eine Vermessung der „Milne-Kuppen“-Region erfolgt ist.

Es kann nicht Aufgabe dieser Untersuchung sein, aus den auf einzelne Gebiete sich konzentrierenden Echolotungen für den gesamten Nordatlantischen Ozean eine umfassende topographisch-morphologische Darstellung zu geben. Um ein vorläufig abgeschlossenes Bild zu erhalten, wurde eine von B. C. HEEZEN (1959) für dieses Gebiet entworfene morphologische Arbeitskarte ausge-

wertet und an Hand der vorliegenden Lotungsergebnisse korrigiert wiedergegeben (Abb. 10). Dabei konnte erfreulicherweise festgestellt werden, daß die Echolotungen der deutschen Forschungsschiffe im allgemeinen sehr gut mit der auf Grund amerikanischer Lotungen und geophysikalischer Untersuchungen entworfenen Strukturkarte übereinstimmen. Nur in wenigen Gebieten mußte der Verlauf der Begrenzungslinien der morphologischen Groß- und Einzelformen korrigiert werden, z. B. im Gebiet der Umbiegungszone des Mittelatlantischen Rückens und am Schelfrand SE-Grönlands. Die Lage der Tiefsee-Furche im Neufundlandbecken wurde an einigen Stellen ge-

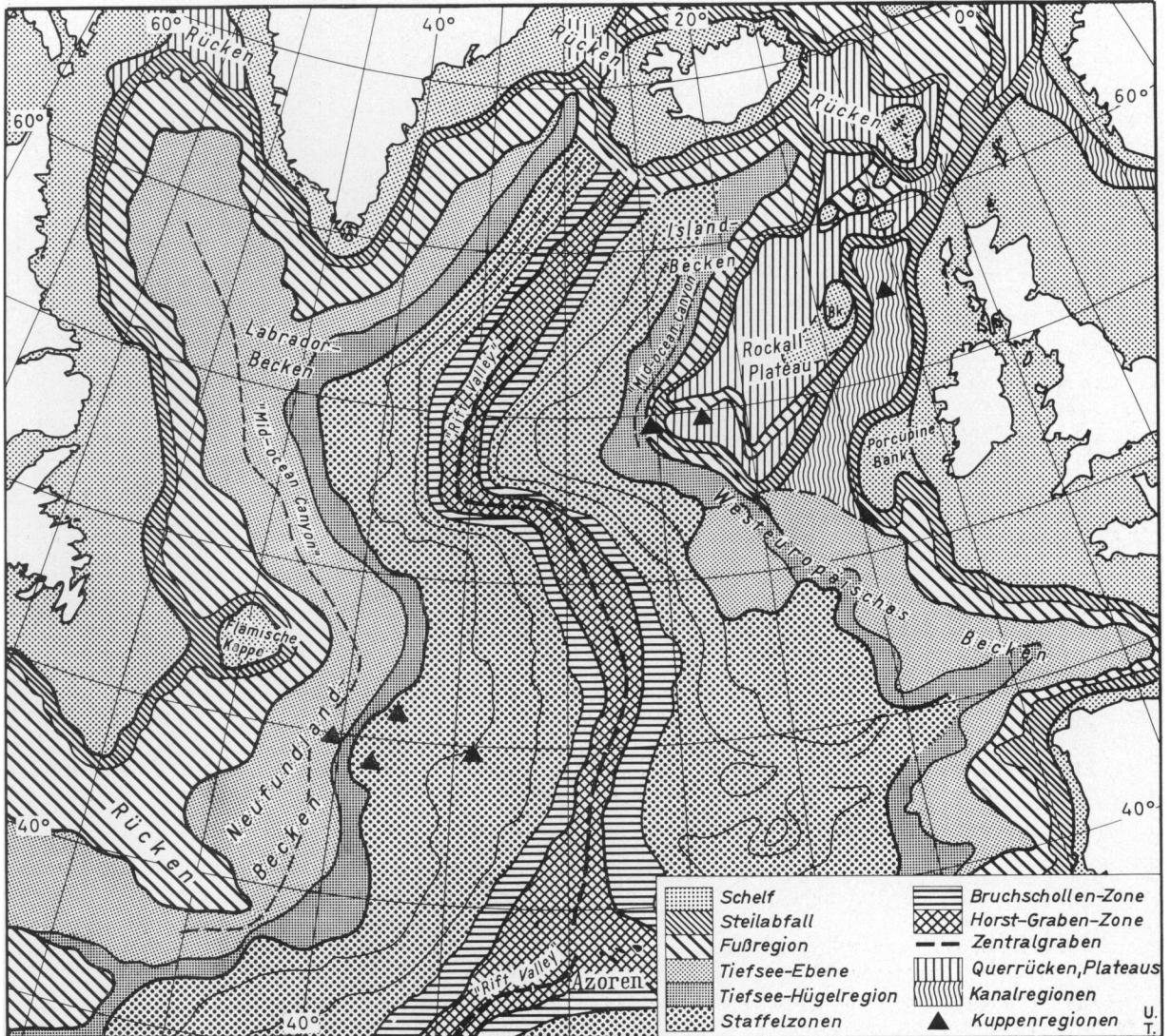


Abb. 10: Morphologische Karte

nauer festgelegt, und eine westeuropäische Tiefsee-Furche wurde im Gebiet der Rockall-Bank erkannt.

Hinsichtlich der Ausdehnung und Begrenzung der östlichen Staffelzonen des Mittelatlantischen Rückens lassen die Lotungsergebnisse einige Zweifel aufkommen. Geomagnetische bzw. sprengseismische Untersuchungen werden möglicherweise in diesen Gebieten noch Korrekturen nötig machen.

Es sei abschließend darauf hingewiesen, daß ein großräumiger Gliederungsversuch in sogenannte „Physiographic Provinces“, wie er bereits für den südlichen Teil des Nordatlantischen Ozeans durch B. C. HEEZEN, M. THARP und M. EWING (1959) und für den Südatlantischen Ozean durch B. C. HEEZEN und M. THARP (1961) unternommen

wurde, auch für den nördlichen Nordatlantischen Ozean beim Lamont-Observatorium der Columbia-Universität in New York in Bearbeitung ist. Damit wird ein weiterer großer Schritt vorwärts auf dem Wege zur Entschleierung der Morphologie des Meeresbodens im Nordatlantischen Ozean getan.

Für die Ermöglichung der hier vorliegenden Untersuchung sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft besonders gedankt.

Literatur

- DEFANT, A., BOENECKE, G. und WATTENBERG, H. (1936): Die ozeanographischen Arbeiten des Vermessungsschiffes „Meteor“ in der Dänemarkstraße und Irmingerse, I. Teil. Veröff. d. Inst. f. Meeresk. Berlin, Neue Folge, Heft 32.

- DIETRICH, G. (1957): Ozeanographische Probleme der deutschen Forschungsfahrten im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58. D. Hydrogr. Z. Band 10 Heft 2.
- DIETRICH, G. (1959): Zur Topographie und Morphologie des Meeresbodens im nördlichen Nordatlantischen Ozean. Ergänzungsheft Reihe B, Nr. 3 zur Dt. Hydrogr. Z.
- DIETRICH, G. und ULRICH, J. (1961): Zur Topographie der Anton-Dohrn-Kuppe. Kieler Meeresforsch. Bd. XVII, Heft 1.
- Dietz, R.S. (1961): Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor. Nature. Vol. 190, No. 4779.
- ELMENDORF, C. H. and HEEZEN, B. C. (1957): Oceanographical information for engineering submarine cable systems. The Bell System. Techn. J. 36, No. 5.
- EWING, M., WORZEL, J. L., HERSEY, S. B. u. a. (1950): Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean Basin. Bull. Seismol. Soc. Amer. 40.
- HEEZEN, B. C. (1956): The origin of submarine canyons. Sci. Amer. Aug.
- HEEZEN, B. C. (1960): Turbidity currents. McGraw-Hill Encycl. Sci. and Technol.
- HEEZEN, B. C., THARP, M. and EWING, M. (1959): The floors of the oceans. I, The North Atlantic. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 65.
- HEEZEN, B. C., and THARP, M. (1961): Physiographic Diagram of the South Atlantic, the Caribbean Sea, the Scotia Sea, and the Eastern Margin of the South Pacific Ocean. Geol. Soc. Amer.
- HILL, M. N. (1960): A median valley of the Mid-Atlantic Ridge. Deep-Sea Res. 6, 193.
- LAUGHTON, A. S. (1960): An interplain deep-sea channel system. Deep-Sea Res. 7, 75.
- MARIENFELD, F. W. (1952): Morphologie der Neufundland-Bänke. Mitteil. d. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. L, S. 198—263.
- MATTHEWS, D. J. (1939, 1944): Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echo soundings and sound ranging. Hydrogr. Dept., Admiralty, London.
- MAURER, H. und STOCKS, TH. (1933): Die Echolotungen. Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped. „Meteor“ 1925—1927, 2, Berl. u. Leipzig.
- PFANNENSTIEL, M. (1961): Der nördliche Teil des Mittelatlantischen Rückens. Geogr. Rundsch., 13, Heft 3.
- STOCKS, TH. und WUEST, G. (1935): Die Tiefenverhältnisse des offenen Atlantischen Ozeans. Dt. Atlant. Exped. „Meteor“ 1925—1927, Bd. III, Teil I.
- TALWANI, M., HEEZEN, B. C. and WORZEL, J. L. (1961): Gravity anomalies, physiography, and crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge. Pub. Bur. Seism. (IUGG) Internat. Series A, Trav. Sci. Rasc. 22, 81—111.
- ULRICH, J. (1960): Zur Topographie des Reykjanes-Rückens. Kieler Meeresforsch. 16, 155.
- ULRICH, J. (1962): Echolotprofile der Forschungsfahrten von F. F. S. „Anton Dohrn“ und V. F. S. „Gauss“ im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/1958. Ergänzungsheft Reihe B, Nr. 6 zur Dt. Hydrogr. Z.
- ULRICH, J. (1963): Der Formenschatz des Meeresbodens. Geogr. Rundschau 15, Heft 4.

DIE ENTWICKLUNG DER ÖSTLICHEN PO-EBENE SEIT FRÜHGESCHICHTLICHEN ZEIT¹⁾

Mit einer Abbildung als Beilage

HANSJÖRG DONGUS

The development of the eastern Po plain since early historical times

Summary: The eastern lowland of the Po river consists of relatively dry marginal plateaux and an also dry central part, the so-called *Terre vecchie* which, owing to its height is drained naturally. Between the *Terre vecchie* and the dry piedmont gravel plains of the Alps and Apennines broad basins at altitudes above sea level are interposed, enclosed by the high river levees, and these require artificial drainage. Up to 60 years ago they were covered by freshwater marshes (*Valli dolci*, inner Valli). Eastwards of the *Terre vecchie* follows a zone of marsh, haffs or lagoons, lying below sea level, now also improved but prior to drainage brackish-saline water predominated (*Valli salse*, coastal marshes). The coastal swamps terminate in the east in a storm beach consisting of a number of consecutive ridges. Beyond stretches the recent delta formed in a number of stages since the height of the Middle Ages.

The humid reaches of the eastern Po plain, at least the zone of lagoons and coastal swamps, have since LOMBARDINI (1869) so far mostly been explained as a gradually filled-in remnant of a former *Sinus Padanus* which, in

early historical times was separated from the Adriatic Sea by the formation of a sand spit (*nehmung*, *Cordone literale*) and was gradually filled by the load of rivers discharging into it.

This assumption, however, cannot be reconciled with the fact that along the entire marsh zone traces of settlements, remains from Etruscan and Roman times, have been found below the clays, sands and peat layers of the former coastal swamps at heights which today are generally some metres below sea level. These finds indicate rather an increase in area of the saline Valli since the early Middle Ages. In some cases it must be assumed that they were only formed during the Christian era. The low position of the remains points towards a post-Roman relative rise of the sea level of the order of 4—5 metres. This rise was probably largely of a eustatic nature but it was very likely accompanied and enforced by a subsidence of the land.

Because of this rise of the sea level extensive parts of the eastern plain of the Po came in historical times to lie below mean water and thus became marshy. Owing to the simultaneous rise in height of the river levees, the basins of the inner Valli, situated above sea level, also became swampy since their drainage had become retarded because of the rise of the base level.

The coastal swamps and lagoons of the north-western Adriatic Sea must therefore be taken as formations of transgression not of regression of the sea. A confirmation of this working hypothesis will, however, only be possible by sediment-petrographical analyses.

¹⁾ Die Feldbeobachtungen zu dem Thema wurden auf mehreren Reisen in den Jahren 1960 bis 1962 angestellt. Die 1961 und 1962 durchgeführten Begehungen wurden durch Reisebeihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglicht. Hierfür danke ich auch an dieser Stelle.