

Eugen Seibold

Vom Rand
der Kontinente



AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN UND DER LITERATUR · MAINZ
IN KOMMISSION BEI FRANZ STEINER VERLAG GMBH · WIESBADEN

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN UND DER LITERATUR

ABHANDLUNGEN DER
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN KLASSE
JAHRGANG 1973 · NR. 2

Vom Rand der Kontinente

von

EUGEN SEIBOLD

Mit 16 Abbildungen

VERLAG DER
AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN UND DER LITERATUR · MAINZ
IN KOMMISSION BEI FRANZ STEINER VERLAG GMBH · WIESBADEN

Vorgetragen in der Plenarsitzung am 29. Juni 1973,
zum Druck genehmigt am selben Tage, ausgegeben am 3. Januar 1974

© 1973 by Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz

DRUCK: L. C. WITTICH, DARMSTADT

Printed in Germany

Vom Rand der Kontinente

Grenzen versprechen seit jeher und jedem etwas Besonderes. Wir vergleichen an ihnen hüben und drüben, vorher und nachher. Wir fragen nach den Wechselwirkungen zwischen den beiden sich berührenden Bereichen. Grenzen drücken oft ein Gleichgewicht zwischen den verschiedensten Kräften aus. Verschiebungen verraten sich dann an diesen sensiblen Gebilden zuerst und besonders deutlich.

Die Grenzen zwischen Luft und Land und Wasser treffen an den Küsten zusammen. Mit ihnen beginnt der Rand der Kontinente. Ihr äußeres Bild, der Abfall zur Tiefsee, ist verschieden, läßt aber zwei *Typen* erkennen. Beim atlantischen Typ ist dem flachen Kontinental-Schelf bis rund 100-200 m Wassertiefe ein steilerer Kontinental-Hang bis rund

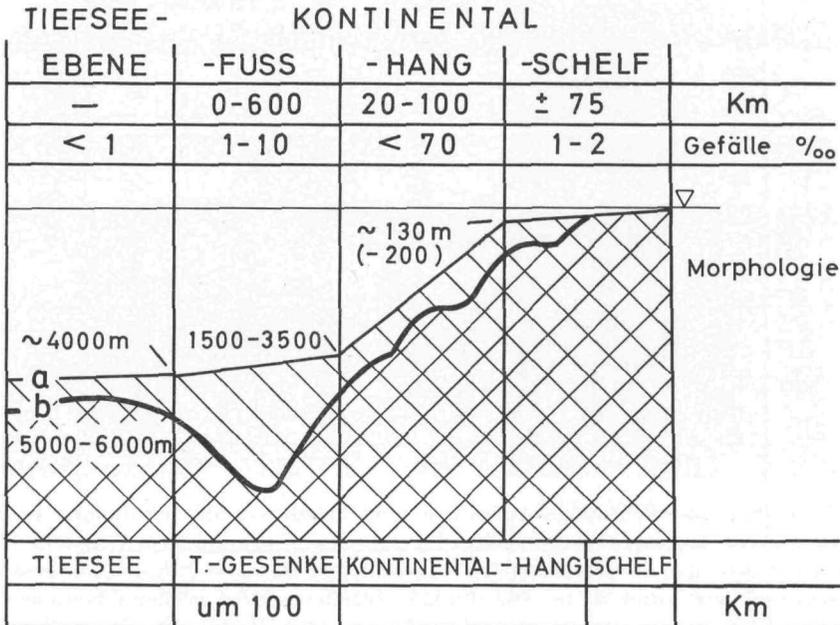


Abb. 1. Schematische Darstellung des atlantischen (a) und pazifischen (b) Typs der Kontinentalränder.

2000 m und eine wieder flacher werdende Kontinental-Fußregion vorge-lagert. Beim pazifischen fällt der Hang direkt zum Tiefseegesenke ab (Abb. 1).

1. Grenze des Ozeans

Dieser Rand ist eine Grenze zunächst des Ozeans, um seiner größeren Fläche die Reverenz zu erweisen. Er wirkt auf den Meeresboden am Kontinentalrand sichtbarer ein als in der Tiefsee, durch gesteigerte Wasserbewegung und drastische Auswirkungen des Hydroklimas. Vom Wind induzierte *Wasserbewegungen* lagern im wesentlichen die Sedimente nur auf dem Schelf um. Langwellige *Dünung* kann vor exponierten Kü-sten, etwa vor Irland, Sandrippeln bis an den Schelfrand, also bis über

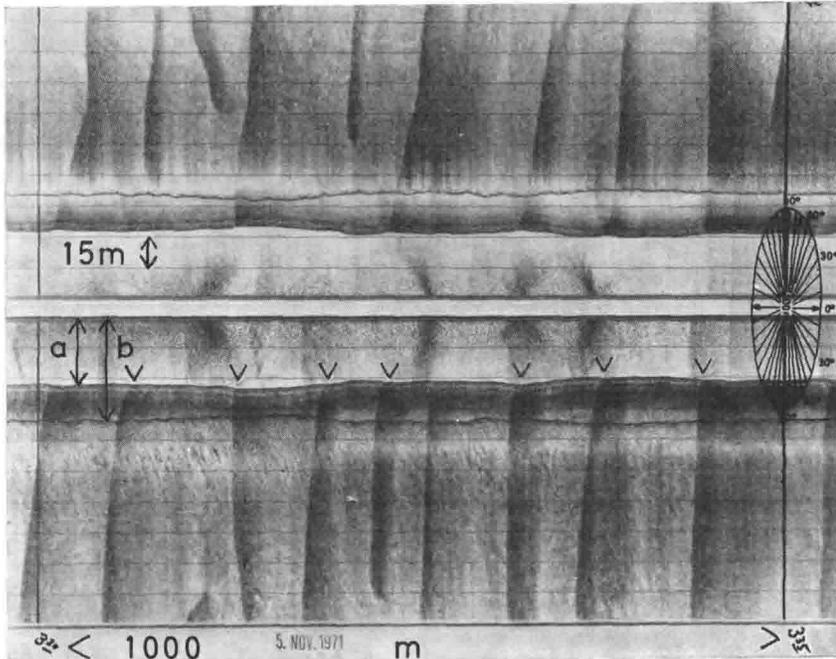


Abb. 2. Flächenechographen-Aufnahme vom Schelf vor der nördlichen Sahara (Cap Barbas). Die akustische Schallquelle wurde dabei in rund 50 m Wassertiefe (b) und rund 30 m über dem Meeresboden (a) geschleppt. Daraus ergibt sich eine gesamte Wassertiefe von rund 80 m. Die dunklen Streifen stellen größeres Sediment in flachen Vertiefungen (Pfeile über dem Echographen-Profil) dar. Diese Furchen laufen parallel zu den Tiefenlinien und sind erosiv entstanden. Nach NEWTON et al. (1973).

100 m Wassertiefe erzeugen. *Wind-Driftströmungen* konzentrieren sich vor der Küste, werden parallel zu ihr ausgerichtet und bilden sich auf dem Schelf in der Kleinmorphologie zuweilen direkt ab. Die Sedimentbewegung folgt danach etwa den Tiefenlinien. Ein Beispiel für den Kanarenstrom vor Westafrika bringt Abb. 2. Der Golfstrom, durch die Erdrotation als Strömung an der Westseite eines Ozeans prinzipiell kräftiger und wegen der Passage durch die enge Floridastraße zusätzlich verstärkt, läßt dagegen noch in 1000 m Wassertiefe auf dem Blake-Plateau feineres Material nicht zur Ruhe kommen. So können dort Manganknollen entstehen, wie sie sonst nur in den landfernsten und tiefsten Teilen der Ozeane zu finden sind. *Gezeitenströme* sind überall zu erwarten. Normalerweise ist die Richtung ihrer Spitzengeschwindigkeiten,

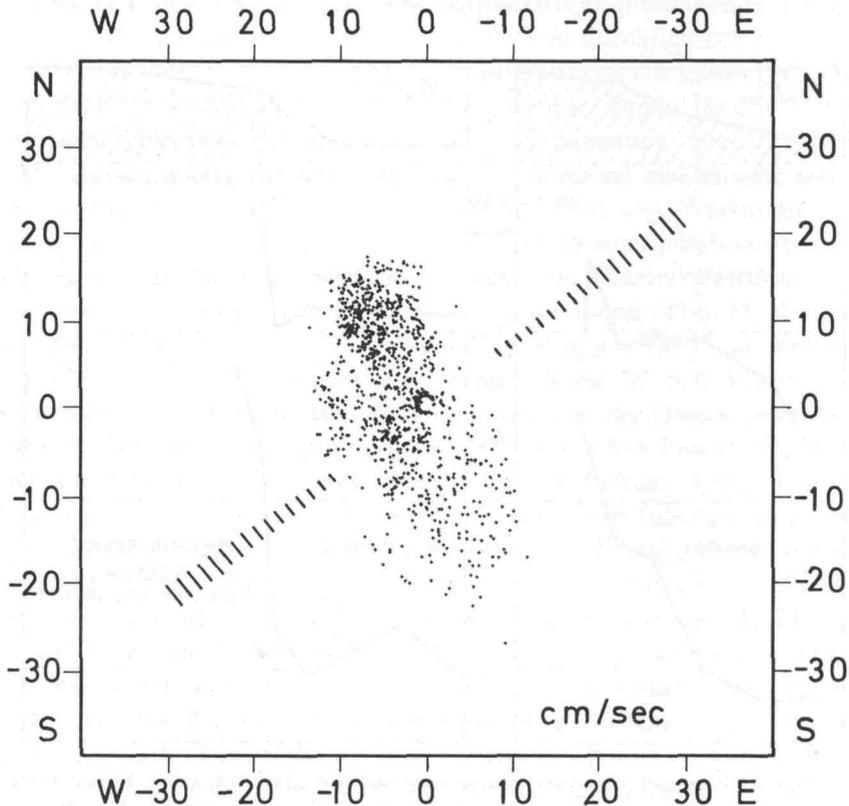


Abb. 3. Vektorverteilung von Strömungen vor Marokko in 175 m Wassertiefe, 5 m über dem Meeresboden. Verlauf des Schelfrands gestrichelt. Nach SIEDLER & SEIBOLD (1973).

die ja für die Sedimentbewegung am effektivsten sind, gleichfalls parallel zu den Tiefenlinien. Es konnten jedoch bis zum Schelfrand auch Gezeitenkomponenten gemessen werden, die quer zu ihm weisen (Abb. 3). Selbst wenn diese niedrige Stromgeschwindigkeiten haben, können sie im Verein mit Wellen, die Sedimentpartikel aufwirbeln, diese über die Schelfkante hinaustransportieren. Hierbei ist es ein noch offenes Problem, weshalb weltweit im Bereich dieser Kante die Sedimente gröber werden. Das Gegenteil sollte ja mit zunehmender Wassertiefe und Entfernung vom Land eintreten. Ein Grund liegt darin, daß der Meeresspiegel in den letzten 17000 Jahren schnell angestiegen ist, um rund 100 m. Das grobe Material des damaligen Strandbereichs um die heutige *Schelfkante* ist daher noch nicht von terrigenem Feinmaterial überdeckt worden. Die Ausnahmen vor großen Deltas mit hoher Suspensionsfracht, etwa vor dem Niger, Senegal und Mississippi, bestätigen diese Regel. Ein weiterer

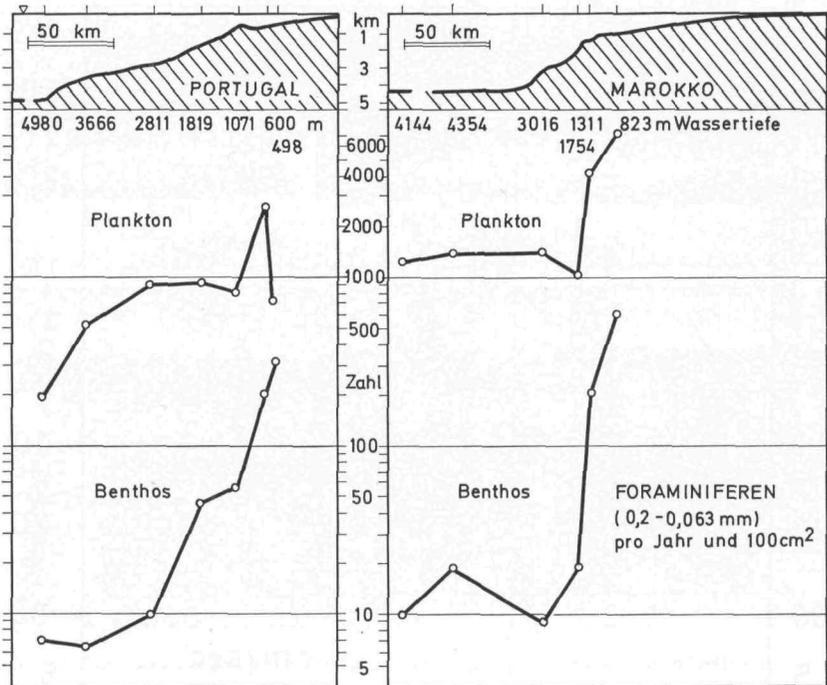


Abb. 4. Zunahme der rezenten Sedimentationsrate planktonischer Foraminiferen mit Annäherung an den iberomarokkanischen Kontinentalrand. Vor Marokko (rechts) wesentlich stärkere Auftriebseffekte als vor Portugal (links). Ähnliche Zunahme auch für Foraminiferen des Benthos, jedoch im wesentlichen tiefenbedingt. Vereinfacht nach KUDRASS (1973) und THIEDE (1971, 1973).

Grund muß in der Allgemeinerscheinung zu suchen sein, daß ein morphologisches Hindernis die Turbulenz der Wasserbewegung verstärkt. Der Gefällsknick an der Schelfkante, ein Erlebnis für jeden, der ihn mit einem Echographen überfährt, beeinflußt die genannten Strömungen sowie Erscheinungen wie die *internen Wellen*, die an Grenzflächen in der Wassersäule auftreten. Solche Sprungschichten in Wassertiefen bis zu 200 m sind in der einige 100 m dicken Warmwassersphäre weltweit ausgebildet, besonders stabil zwischen rund 30° nördlicher und südlicher Breite, jahreszeitlich schwankend in anderen Regionen. Die vorliegenden Messungen interner Wellen sind aber noch ungenügend, um diesen Zusammenhang beurteilen zu können. Es ist ferner anzunehmen, daß der Schelfknick vor dem Pleistozän nicht so scharf war.

Eine weitere Folge der erhöhten Turbulenz am Übergang Schelf/oberer Kontinentalhang ist die *verstärkte vertikale Durchmischung*. Dadurch kommt nährstoffreiches Wasser aus der Tiefe in durchlichtete Zonen, mit der Folge erhöhter pflanzlicher Planktonproduktion. Die ganze Nahrungskette schließt sich daran. Vor Portugal kann dieser Effekt für eine Gruppe der planktonischen Foraminiferen, die Globigerinen, gezeigt werden (Abb. 4). Am oberen Kontinentalhang sammeln sich darüber hinaus oft auch organische Verbindungen, im wesentlichen aus Weichteilen, die sogenannte organische Substanz, betont an. Der Prozentgehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff ist allerdings auch von anderen Faktoren, etwa der Verdünnung durch terrigenes Material, abhängig (Abb. 5). Während sich diese Erscheinung wahrscheinlich weltweit auswirkt, ist eine dramatische Steigerung der Vertikaldurchmischung in den küstennahen *Auftriebsgebieten* im wesentlichen auf die Ostseiten der Ozeane beschränkt (Abb. 6). Dort kommt es durch die ständig wehenden Passate, die Oberflächenwasser seewärts verfrachten, zu fleckenhaftem Aufquellen von Wassermassen aus bis etwa 200 m Wassertiefe. Dies führt zu einer explosiven Phytoplanktonproduktion mit all ihren Konsequenzen bis zum Reichtum an Fischen und Seevögeln. Für das Sediment vor der Walfischbucht bedeutet dies Gehalte an organisch gebundenem Kohlenstoff bis 26,5 Gewichts-%, an Opal aus Diatomeenschalen bis 85 Gewichts-%, aber bei diesen extremen Bedingungen durch die Verarmung an Sauerstoff auch das Fehlen von Bodenleben höherer Organismen. Da diese küstennahen Auftriebsgebiete einen so klaren Schlüssel für die Lage der Passate liefern, damit auch für paläoklimatologische Ableitungen großes Gewicht bekommen können, muß das Sediment unter ihnen – auch unter weniger drastischen Bedingungen als vor der Walfischbucht – künftig noch besser charakterisiert werden.

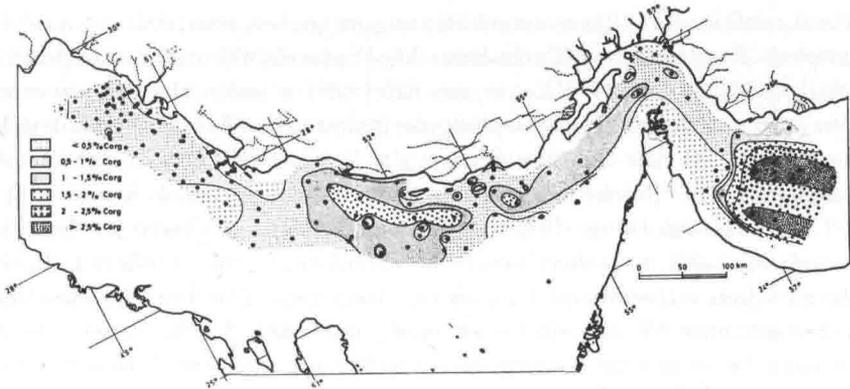


Abb. 5. Regionale Verteilung der Gehalte an organisch gebundenem Kohlenstoff in Oberflächensedimenten des Persischen Golfs und des Kontinentalhangs zum Golf von Oman. Erhöhte Gehalte am Kontinentalhang. Aus HARTMANN et al. (1971).

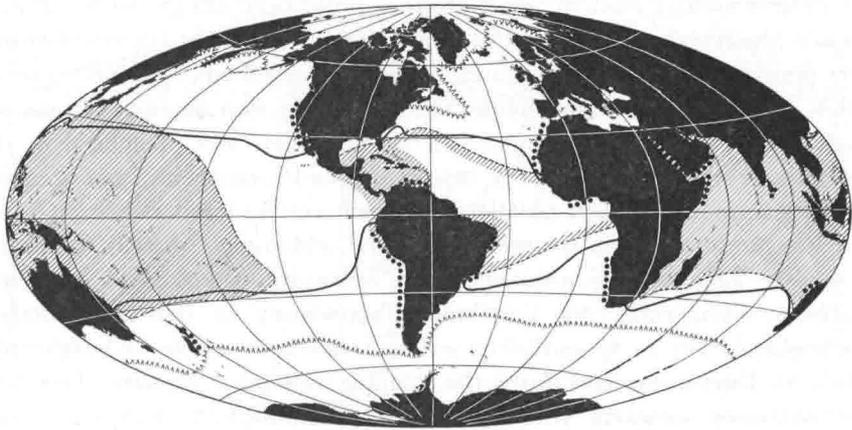


Abb. 6. Verbreitung küstennaher Auftriebsgebiete (Vollkreise), der Korallenriffe (schraffiert) und des Außenrands des gelegentlichen Vorkommens von Eisbergen (gezackt). Die 20°-C-Isotherme für das Oberflächenwasser im kältesten Monat ist dick ausgezogen. Aus SEIBOLD (1964).

Ein letztes Beispiel für die Wechselwirkung Wasserbewegung/Kontinentalrand: Durch Dichteunterschiede hervorgerufen, sind auch tiefere Wassermassen des Ozeans in Bewegung. Diese „geostrophischen Strömungen“ berühren den Meeresboden am Kontinentalhang und -fuß. Wieder ist aus theoretischen Gründen zu erwarten, daß sie sich verstärkt an der Westseite der Ozeane auswirken, als sogenannte *Konturenströme*. In der Tat konnte dies durch Strommessungen, Bodenfotografien, Trü-

bungsmessungen und Sedimentanalysen vor den östlichen USA nachgewiesen werden. Ein Gutteil der kontinentalen Fußregion soll von ihnen aufgeschüttet worden sein. Hinweise von der Ostseite der Ozeane fehlen noch. Deshalb ist beispielsweise die Entstehung der Kap Verde-Schwelle, eine Fußregion mit einer extremen Breite bis 1000 km, noch nicht zu erklären. Schließlich zwei extreme Beispiele für die Auswirkung des *Hydroklimas* auf dem Kontinentalrand.

Im *polaren* Bereich kann sich das um 1–4 m dicke Meereis durch Wind und Strömung so weit hoch- und tiefstapeln, daß es den Grund bis um 100 m Wassertiefe berührt. Furchen, bis 1 m tief und mit aufgepflügten Rändern, weisen vor Nord-Alaska darauf hin. Ähnliche Erscheinungen sind neuerdings als Relikte aus dem Pleistozän am Schelfrand vor Norwegen und Schottland nachgewiesen worden.

Auf den *tropischen* Bereich dagegen sind die Korallenriffe beschränkt. Wieder sind sie an den Ozeanrändern asymmetrisch verteilt, im Westen weit nach Norden und Süden ausgreifend, im Osten um den Äquator konzentriert. Die Ursache liegt wieder in der globalen Zirkulation des Oberflächenwassers (Abb. 6).

2. Grenze des Kontinents

Die Sedimente des Kontinentalrands werden einerseits im Wasser geboren (*biogene* Bestandteile aus Schalen, Skelettresten, Weichteilen von Plankton, Nekton und Benthos; *hydrogene* Bestandteile aus chemischer Fällung, Umkristallisation feinsten Partikel), andererseits vom Festland durch Eis, Wasser, Wind zugeführt (*terrigen*e Bestandteile). Das Verhältnis dieser Gruppen schwankt sehr und ist vor allem vom Klima und der Morphologie über und unter Wasser abhängig. Eine vereinfachte Zonierung des *Klimas* für das Meer und seine Ränder ist der Abb. 7 zu entnehmen. Sie wirkt sich vor allem auf die Sedimente des Schelfs aus.

Polare Schelfe mit Vergletscherung haben ein lebhaftes Relief. Da im Hinterland mechanische Verwitterung vorherrscht, können alle Korngrößen angeliefert werden, bis hinauf zu Blöcken, bleiben alle chemisch empfindlichen Minerale wie die Feldspäte erhalten. Illit ist das vorherrschende Tonmineral. Frische Bruchflächen, polierte und gekritzte Kornoberflächen sind weitere sedimentpetrographische Hinweise. Heute sind vergletscherte Schelfe im wesentlichen um die Antarktis vertreten. In der Arktis herrschen unvergletscherte vor. Ihr sedimentologisch typisches Merkmal scheint die Vorherrschaft von Silt (rund 0,002–0,06 mm) zu sein, was bezeichnenderweise auch für den Löß gilt. In beiden Fällen

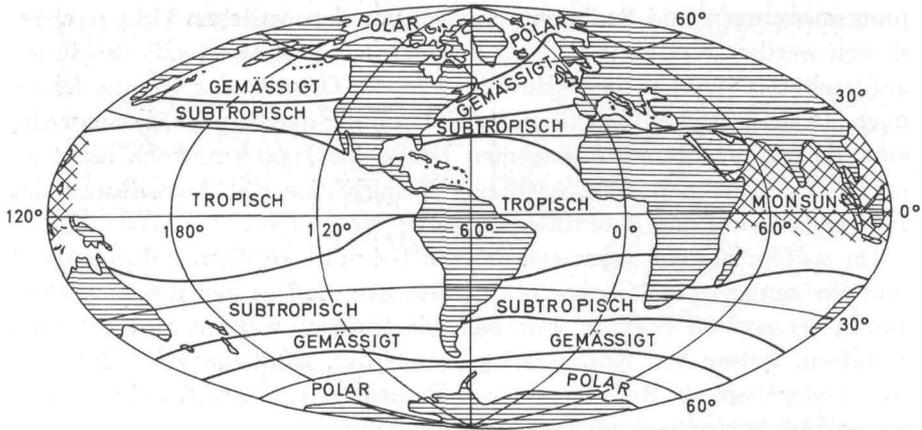


Abb. 7. Klimazonen des Weltmeers. Vereinfacht nach verschiedenen Quellen.

treten die harten und weichen Reste einer artenarmen Bodenfauna dazu.

Auf dem *tropischen* Schelf wirkt sich die tiefgründige chemische Verwitterung auf dem warm-humiden Festland aus. Es wird vor allem Ton angeliefert und dabei das Mineral Kaolinit. Die Artenfülle der Bodenfauna ist nicht nur auf die erwähnten Korallenriffe beschränkt.

Die Schelfe der warm-ariden *Subtropen* haben sandige Böden, landnah aus Windzufuhr aus den angrenzenden Wüsten, überall aus Biogenpartikeln, allgemein aber durch Zurücktreten feinerer und gröberer Flußfracht.

Der *gemäßigt-humide* Bereich ist vorläufig noch am schlechtesten aus den Sedimenten zu diagnostizieren. Dies ist zunächst darauf zurückzuführen, daß Extreme immer klare, wenn auch manchmal falsche Auskünfte geben. Es spielt aber gerade hier herein, daß wir Erben des Pleistozäns sind. Der Außenschelf ist weithin nicht allein von fossilen Sedimenten aus dem in den Kaltzeiten flacheren Wasser bedeckt. Diese Relikte wurden auch häufig durch anderes Klima geprägt. Sie werden zudem durch Wasserbewegung und Bodenwühler mit dem heute angelieferten Sediment vermischt.

Natürlich geht in diese Überlegungen auch das *Relief* mit ein. Ist es im Hinterland kräftig, so können selbst in den Tropen Feldspäte auf den Schelf gelangen. Ist der Schelf breit, wie meist vor Flachländern, so sind die Reliktsedimente weiter verbreitet. Ragen auf ihm ehemalige Moränen heraus, so wird aus ihnen das Feinmaterial ausgewaschen, heutige Feinzufuhr gleichfalls. Grobe „heutige“ Restsedimente verfälschen die Ableitungen.

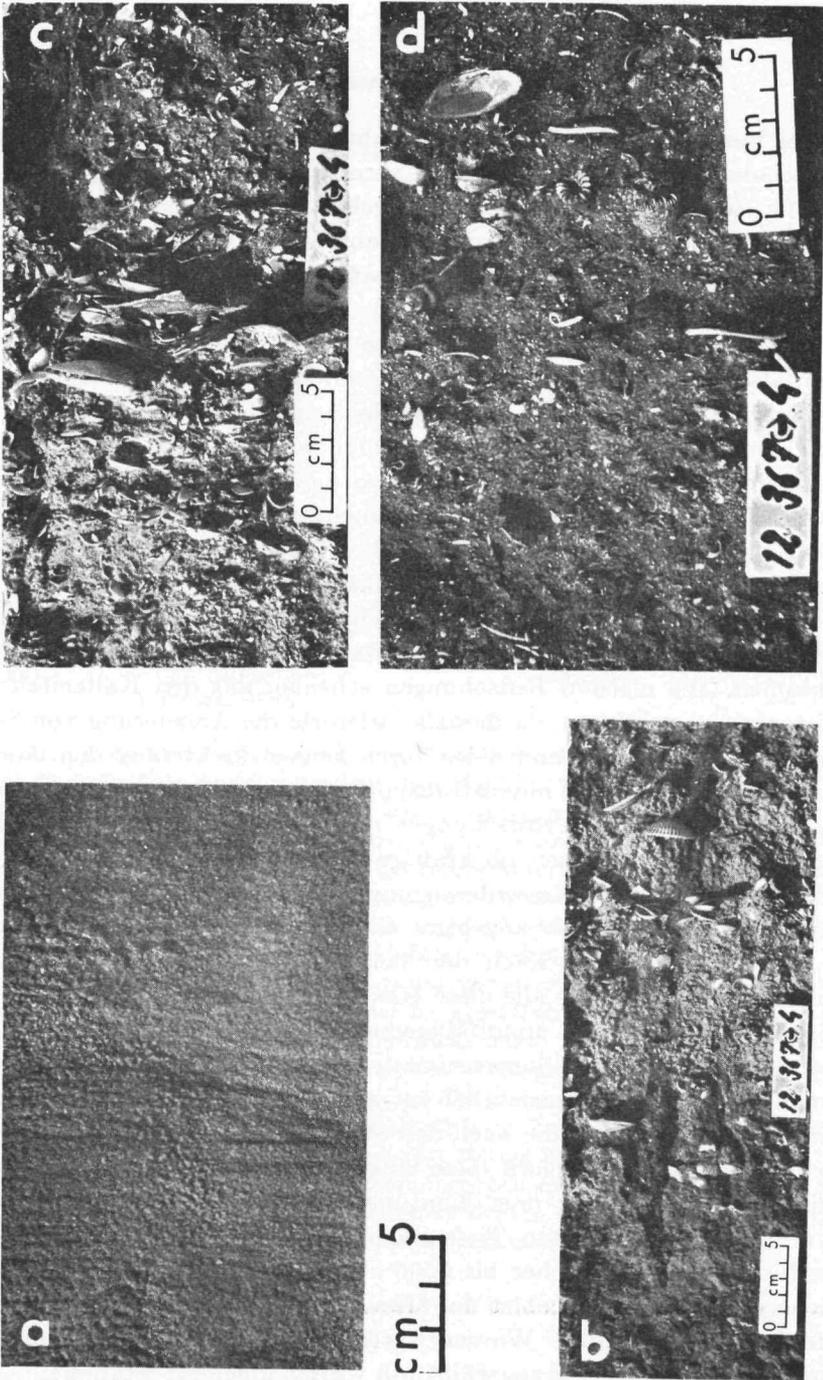


Abb. 8. Sedimentkern vom Schelf vor Mauretanien. Das Vibrationshammer-Kerngerät von F. C. KÖGLER – Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Kiel, liefert Kerne bis 6 m Länge auch aus größtem und teilweise verfestigtem Material. Im gezeigten Kern liegen an der Basis äolische Sande der fossilen Sahara (8a). Darüber folgen strandnahe Flachwasser-Ablagerungen (8b und c) und schließlich solche aus Wassertiefen um 50 m (8d). Damit wird im Kern die holozäne Transgression auf dem westafrikanischen Schelf erfaßt („Meteor“-Fahrt 25/1971, vgl. SEIBOLD 1972).

Zwei Beispiele vor der westlichen Sahara mögen einen Eindruck von diesen komplexen Zusammenhängen vermitteln. Das erste zeigt die Auswirkung des ansteigenden Meeresspiegels auf die Sedimente (Abb. 8), damit das Muster einer Transgressionsabfolge. Das zweite versucht, die dortige Klimaentwicklung seit dem Spätpleistozän aus Sedimentkernen zu erfassen (Abb. 9).

Die genannten Sedimentkerne stammen aus 3000 m Wassertiefe, gehören also schon der *Kontinentalhang-* und *-fußregion* an, Bereiche, die eine Fülle noch ungelöster sedimentologischer Fragen stellen. Wie an Land, ist auch unter Wasser ein Hang dazu prädestiniert, aus dem Gleichgewicht zu kommen. Deshalb sind auch dort *Rutschungen* häufig, obwohl die mittlere Neigung des Kontinentalhangs unter 7% liegt. Vor Dakar ist ein Musterbeispiel einer solchen Rutschung ausgebildet (Abb. 10). Abriß-Stufe, Bewegungsbahn, Akkumulationszone sind klar zu sehen. Hier kommen relativ steile Böschung, feinkörniges Sediment mit entsprechend hohem Wassergehalt, große Zufuhr-Rate durch den Senegal zusammen. Die meisten Rutschungen scheinen aus den Kaltzeiten des Pleistozäns zu stammen, da damals vielerorts die Anlieferung von Sedimenten verstärkt war, und diese durch Flüsse direkt über den damals trockengefallenen Schelf hinaustransportiert werden konnten. Doch wurden auch schon tertiäre Rutschungen nachgewiesen (Abb. 11). Ob allein rasche zusätzliche Auflast, ob kräftige Absenkung des Untergrunds, ob Erdbebenstöße solche Massenbewegungen auslösen, ob sedimentär, mechanisch oder tektonisch angelegte Gleitflächen den Vorgang fördern, ist noch nicht geklärt. Nach den herkömmlichen bodenmechanischen Kennziffern müßten fast alle diese Hänge stabil sein.

Sediment wird neben unauffälligeren Vorgängen in ähnlich dramatischer Weise auch durch Suspensionsströme den Hang hinuntertransportiert. Dies geschieht offensichtlich im wesentlichen in Hangfurchen oder noch größeren Formen, die auch den Schelf durchschneiden, in den *submarinen Cañons*. Verlängern diese eine große Flußmündung, so werden riesige Sedimentmengen dem Kontinentalfuß und den Tiefsee-Ebenen davor in den sogenannten Tiefseefächern zugeführt. Vor der Gangesmündung reicht ein solcher bis 3500 km nach Süden und bedeckt eine Fläche wie das Einzugsgebiet des Mississippi (Abb. 12). Wo und warum treten diese Cañons auf? Wo und warum fehlen sie? Wie und wann sind sie entstanden, eventuell zugefüllt und wieder freigelegt worden?

Doch zurück zu den Sedimenten und ihren ungelösten Problemen: Es fehlt beispielsweise noch eine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen Ablagerungen des „offenen“ Schelfs der Kontinentalränder und denen des

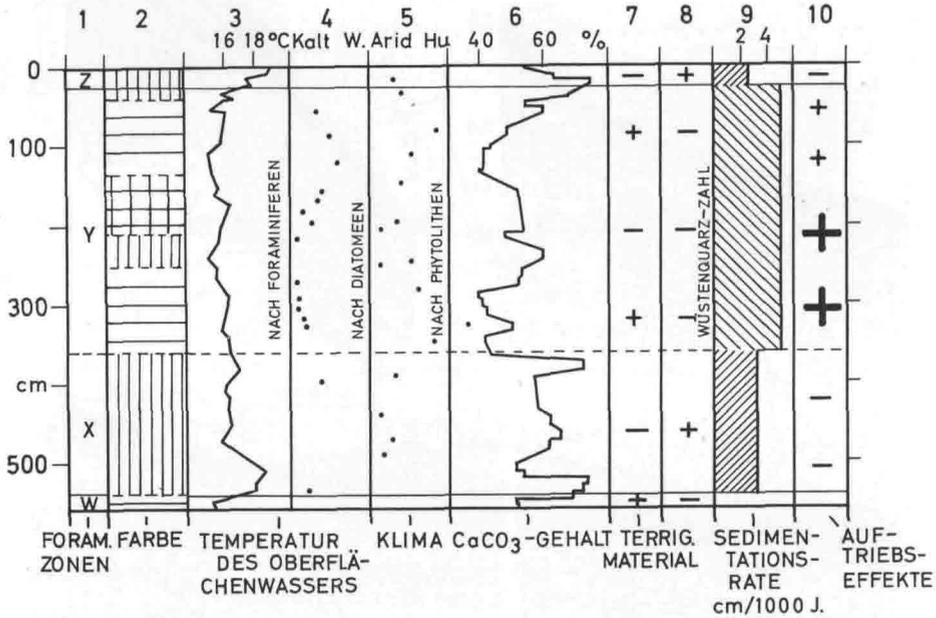


Abb. 9. Klimaentwicklung im Spät-Quartär vor der nördlichen Sahara.

1. Die Foraminiferenzonen Z entspricht dem Holozän, Y der letzten Kaltzeit. Die Zuordnung der Zonen X (wärmer) und W (kälter) ist noch offen (Spalte 1). Farbe der Sedimente: Vertikal schraffiert = grau, horizontal = grünlich (Spalte 2). 2. In Warmzeiten (Zonen Z und X) ist die Temperatur des Oberflächenwassers nach den Foraminiferen (Spalte 3) höher, weniger nach den Diatomeen (Spalte 4). An Land herrschen nach den Phytolithen aridere Verhältnisse (Spalte 5), weshalb mehr Wüstenquarze zugeführt werden (Spalte 8).

In Kaltzeiten (Zonen Y und W) bedingt das humidere Klima höhere Zufuhr terrigenen Materials (Spalte 7), weshalb der im wesentlichen biogene Kalkgehalt verdünnt wird (Spalte 6) und die Sedimentationsrate auf das 2-3fache ansteigt (Spalte 9). Außerdem werden Auftriebserscheinungen intensiviert (Spalte 10). Ungeklärt ist noch die Diskrepanz bei den Temperaturableitungen aus Foraminiferen und Diatomeen sowie die offensichtlich in Zone Y eingeschaltete Phase arideren Klimas (etwa 200-250 cm Kerntiefe).

Kern Nr. 12310-4 des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Kiel von der „Meteor“-Fahrt 25/1971: Wassertiefe 3080 m, 300 km landab Kap Barbas. Vereinfacht nach DIESTER-HAASS et al. 1973.

„geschlossenen“ in den Nebenmeeren. Vielleicht geben Benthos- und Planktonorganismen hierfür künftig Hinweise, vielleicht auch der unterschiedliche Grad der Umlagerung des Biogenen durch die im allgemeinen flächenhaft wirksameren Wasserbewegungen auf dem offenen Schelf. Bei der Erarbeitung von Kriterien, nach denen ein Sediment bestimmten Klimazonen zuzuordnen ist, stehen wir erst am Anfang. Beide Fragen

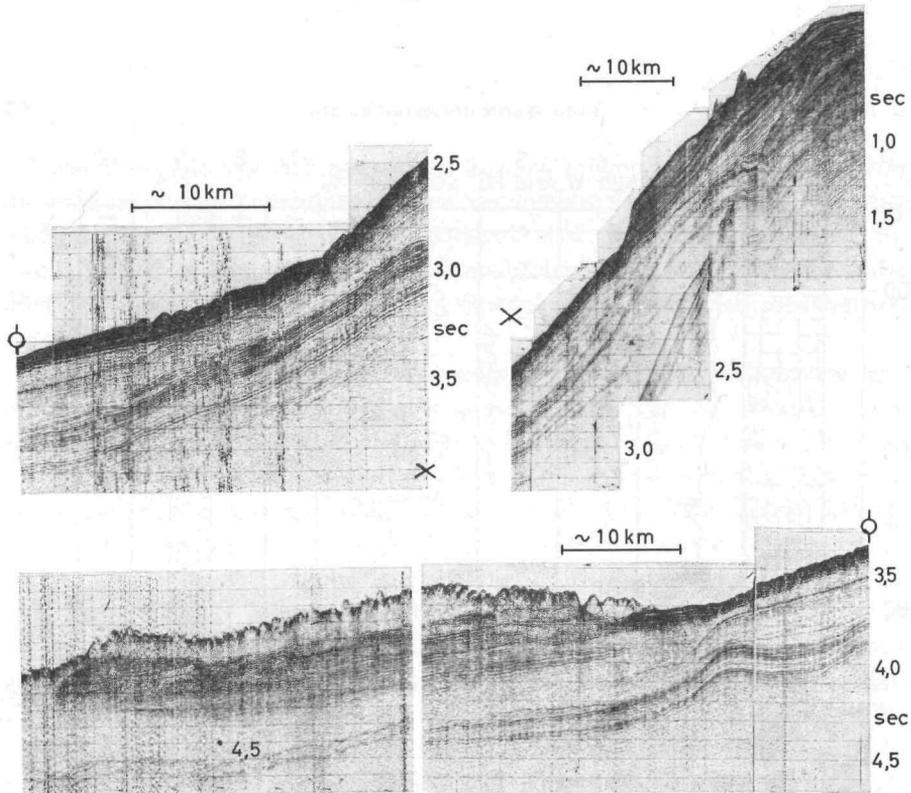


Abb. 10. Rutschung am Kontinentalthang vor Dakar/Senegal. Pneuflex-Aufzeichnung, die Abriß, Transportbahn und Akkumulationsgebiet am Fuß des Kontinentalthangs zeigt. Die Laufzeiten zeigen im Wasser Tiefen von 1 sec = 750 m an. „Meteor“-Fahrt 25/1971, nach HINZ et al. 1974.

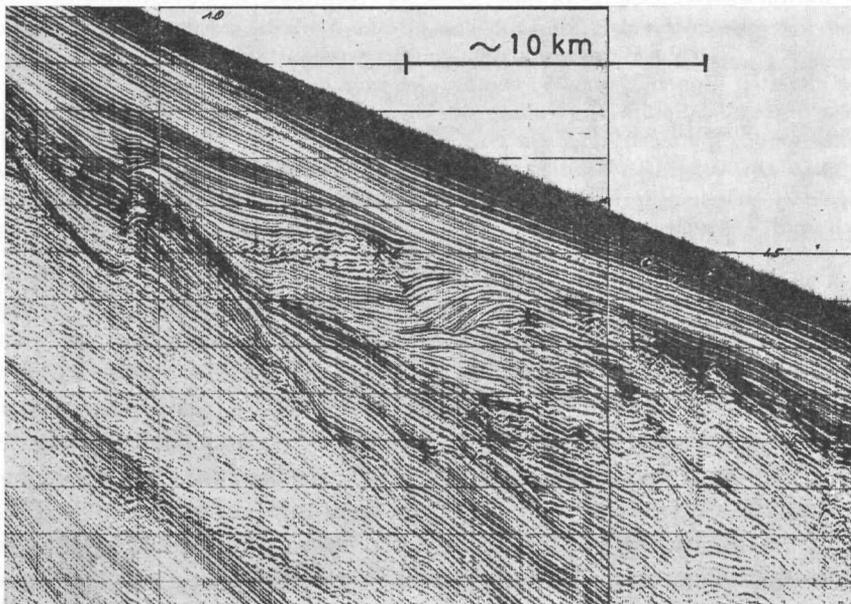


Abb. 11. Begrabene tertiäre Rutschungen am Kontinentalthang vor Cap Barbas – Spanisch Sahara. Pneuflex-Aufzeichnung, die unter ungestörten Deckschichten schräg geschnittene Hangfurchen und – rechts – Rutschungen zeigt. Wassertiefen 1 sec = 750 m. „Meteor“-Fahrt 25/1971, nach HINZ et al. 1973.

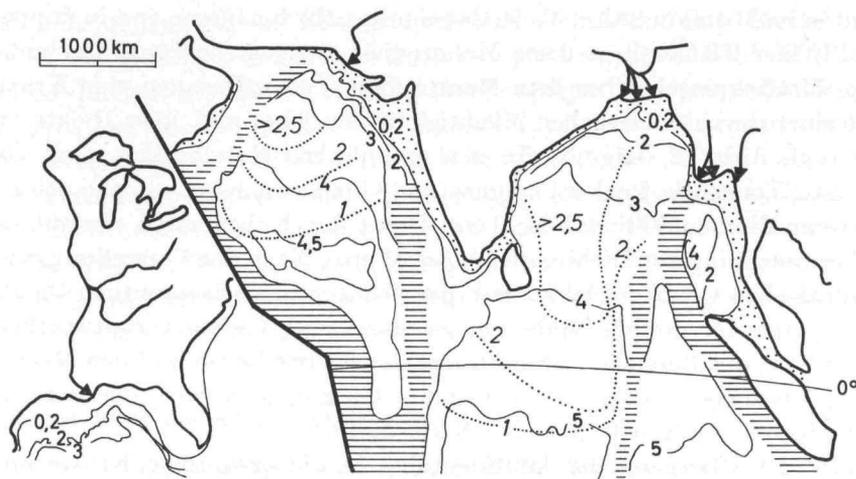


Abb. 12. Tiefseefächer des Indus und Ganges. Schelf bis 200 m Wassertiefe punktiert, ozeanische Rücken und Schwellen horizontal schraffiert. Isobathen ausgezogen, Wassertiefen in Kilometern. Sedimentmächtigkeiten in Kilometern (kursiv, Isopachen punktiert, nach EWING et al. 1969).

Links zum Vergleich im gleichen Maßstab Nordamerika zwischen den großen Seen und dem Golf von Mexiko.

würden bessere paläogeographische Rekonstruktionen erlauben, die für die Beurteilung der im letzten Kapitel genannten Theorien entscheidend werden können.

Noch sehr wenig ist hinsichtlich charakteristischer Züge der Sedimente auf dem Kontinentalhang- und -fuß bekannt. Wo und in welchen Mächtigkeiten sind Sandlagen zu erwarten? Welche Vergesellschaftung von Organismen sind kennzeichnend? Gibt es außer den erwähnten gehäuften Rutschungen noch andere Formen des Sedimentgefüges, die auf diese Bereiche schließen lassen? Gibt es spezifische chemische, diagenetische Reaktionen, die beispielsweise auf dem relativ hohen Anteil an organischer Substanz beruhen? Auch solche Ergebnisse kämen den Paläogeographen zugute, noch direkter aber den Erdölgeologen, die sich gerade mit besonderem Nachdruck mit dem Meeresboden und seinem Untergrund jenseits des Schelfs zu beschäftigen beginnen.

3. Grenzen im Untergrund

Dem äußeren Gegensatz zwischen Festland und Tiefsee entspricht ein vertikaler wie horizontaler Materialunterschied im Untergrund. Der Erdmantel beginnt nach refraktionsseismischen Messungen unter den Konti-

nennten im Mittel in 30 km Tiefe, dabei unter Hochgebirgen erst in doppelter. In der Tiefsee liegt diese Mohorovicic-Grenzfläche 10–15 km unter dem Meeresspiegel. Über dem Mantel folgt in den Ozeanen eine Kruste mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 5 km und einer Dichte um 2,9 (vgl. Abb. 13, Lage 3). In den ozeanischen Randbecken (Golf von Mexiko, Venezuela-Becken) kann sie auf 8 km anwachsen, jedoch auch auf 2 km ausdünnen (Ochotsk-Becken). Unter den Kontinenten erreicht sie, bei etwas geringerer Dichte, die obigen Werte. Nach der Vorstellung eines isostatischen Gleichgewichts sind diese Unterschiede bekanntlich für die Höhenlage der großen Einheiten Festland und Tiefsee verantwortlich: Über 75% der Bereiche mit kontinentaler Kruste liegen, auf den Meeresspiegel bezogen, zwischen +1,5 und -0,5 km, über 80% der Bereiche mit ozeanischer Kruste jedoch 3–6 km darunter.

Wie der Übergang der kontinentalen in die ozeanische Kruste aussieht, ist eine noch offene Frage, vor allem, da sie durch dessen tiefer Lage nur unter erheblichem Aufwand erforscht werden kann. Diese Nahtstelle liegt aber nach allem bisher Bekannten unter dem Kontinentalhang und der oberen -fußregion (Abb. 15a). Offensichtlich kann die kontinentale Kruste dort abrupt enden oder durch Blocktektonik, durch Erosion von oben her, durch Einschmelzen von unten her ozeanwärts kontinuier-

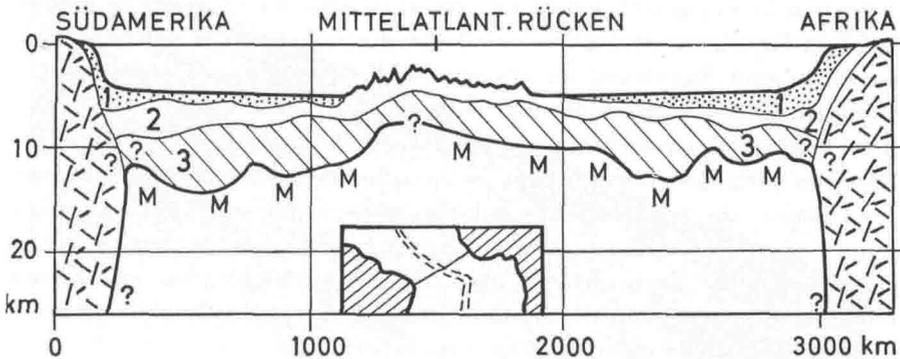


Abb. 13. Profil durch den äquatorialen Atlantischen Ozean. Lagenhafter Aufbau des ozeanischen Untergrunds nach refraktionsseismischen Untersuchungen. Lage 1 = Sedimente, Lage 2 = Übergangslage mit meist rauher Oberfläche aus Basaltergüssen, Lage 3 = ozeanische Kruste aus basischen Tiefengesteinen, M = oberer Mantel. Art des Übergangs zur kontinentalen Kruste noch unklar. Vereinfacht nach

LEYDEN et al. (1968).

lich ausdünnen. Dieser Übergangsbereich soll dann eine Breite von 40–80 km, vielleicht stellenweise auch von 200 km haben. Beide Möglichkeiten dürften vor allem vom Typ des jeweiligen Kontinentalrands abhängen. Der Charakter dieses Übergangs hinsichtlich Bau und Gestein und seine erdgeschichtliche Entwicklung müssen aber bekannt sein, um z. B. auch die erwähnten Vertikalbewegungen an den Kontinentalrändern beurteilen zu können. Ist er scharf, so brauchen diese Bewegungen in beiden Krusten-Bereichen nicht gekoppelt zu sein. Ist er kontinuierlich, so werden sich Hebungen und Senkungen des Festlands eher auch auf den benachbarten Tiefseeboden auswirken und umgekehrt.

4. Entstehung der Kontinentalränder

Dieser Übergangsbereich ist auch eine der Schlüsselstellen, um zwei Theorien prüfen zu können, die seit einem Jahrzehnt die Entstehung der Ozeanbecken selbst zu erklären versuchen: Das Auseinanderdriften der Ozeanböden („Sea floor spreading“¹) und die Plattentektonik („Plate tectonics“²).

Nach der ersten Theorie dringt an langgestreckten Schwächestellen oder auch an Zentren (Aufquellkörper, „plumes“, MORGAN 1972) aus noch unbekanntem Ursachen Mantelmaterial aus dem Untergrund nach oben (Abb. 14). Es hebt dabei beispielsweise kontinentale Kruste heraus und zerbricht sie in Blöcke. Sie können auf dem Kamm der Wölbung als tektonische und morphologische Gräben einsinken. Diese Vorgänge werden von flachgründigen Erdbeben begleitet. Ein Teil des Materials schmilzt durch Druckentlastung auf, was zu – basischem – Vulkanismus führt. Ein anderer Teil breitet sich im tieferen Untergrund nach beiden Seiten aus. Dadurch kommt zur Zerrung durch die Herauswölbung auch ein echtes Auseinanderdriften. Weiteres Material aus dem Untergrund füllt die Lücken, ein Stadium, das in Abb. 14a schematisch dargestellt ist. Das heutige Rote Meer wird als ein Modell hierfür angesehen. Diese Entwicklung setzt sich in den Stadien b und c fort: Die Kontinentalblöcke driften weiter auseinander. Mit verschiedenen Methoden, die von der Mikropaläontologie bis zum Paläomagnetismus reichen, wurde wahrscheinlich gemacht, daß dies stellenweise mit Geschwindigkeiten geschieht, die für die bisher bekannten Maßstäbe für geologische Vorgänge überraschend hoch liegen, bei Zentimetern pro Jahr.

¹ Siehe vor allem DIETZ 1961, HESS 1962, VINE & MATTHEWS 1963, HEIRTZLER et al. 1968.

² Siehe vor allem ISACKS et al. 1968, LE PICHON 1968, MORGAN 1968.

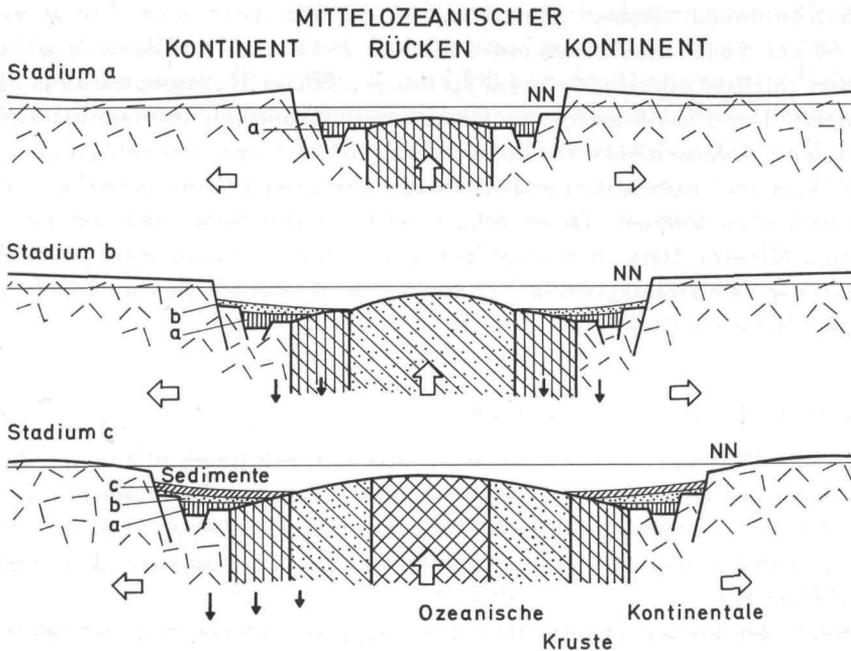


Abb. 14. Entstehung des Ozeans nach der Theorie des Auseinanderdriftens der Ozeanböden. An einem divergierenden Plattenrand hebt sich durch Aufdringen von Mantelmaterial die kontinentale Kruste heraus, bricht in Blöcken ein und weicht auseinander (Stadium a). Durch weiteres Aufdringen unter dem mittelozeanischen Rücken wird neue ozeanische Kruste geschaffen. Das Ozeanbecken verbreitert sich. Mit Älterwerden kühlen die randlichen Teile ab, werden zudem durch Sedimente laufend belastet und sinken dadurch ein. Die Kontinentalränder dieses „atlantischen Typs“ stellen danach begrabene divergente Plattenränder dar.

Unter der Mittellinie des sich bildenden und sich rasch vergrößernden Ozeans entsteht danach ständig neuer Meeresboden. Er wird dort zudem herausgehoben (mittelozeanische Rücken). Nach außen wird er älter, kühlt ab und sinkt deshalb ein. Nach außen steht daher auch mehr Zeit zur Verfügung, um Sediment zu sammeln, biogene Partikel aus der Wassersäule, terrigene vom Festland. Die Mächtigkeit der Sedimentdecke nimmt deshalb landwärts zu, was die Absenkung zusätzlich fördert (Abb. 14b, c). Solche Kontinentalränder, die also von Sedimenten begrabene ehemalige Nähte mit divergierender Bewegung darstellen, kommen auf beiden Seiten des Atlantik, um den Arktischen Ozean, die Antarktis, den indischen Subkontinent vor. Es ist der *atlantische Typ* der Abb. 1 und 15a.

Er wird indessen nicht nur durch die Morphologie, sondern auch durch

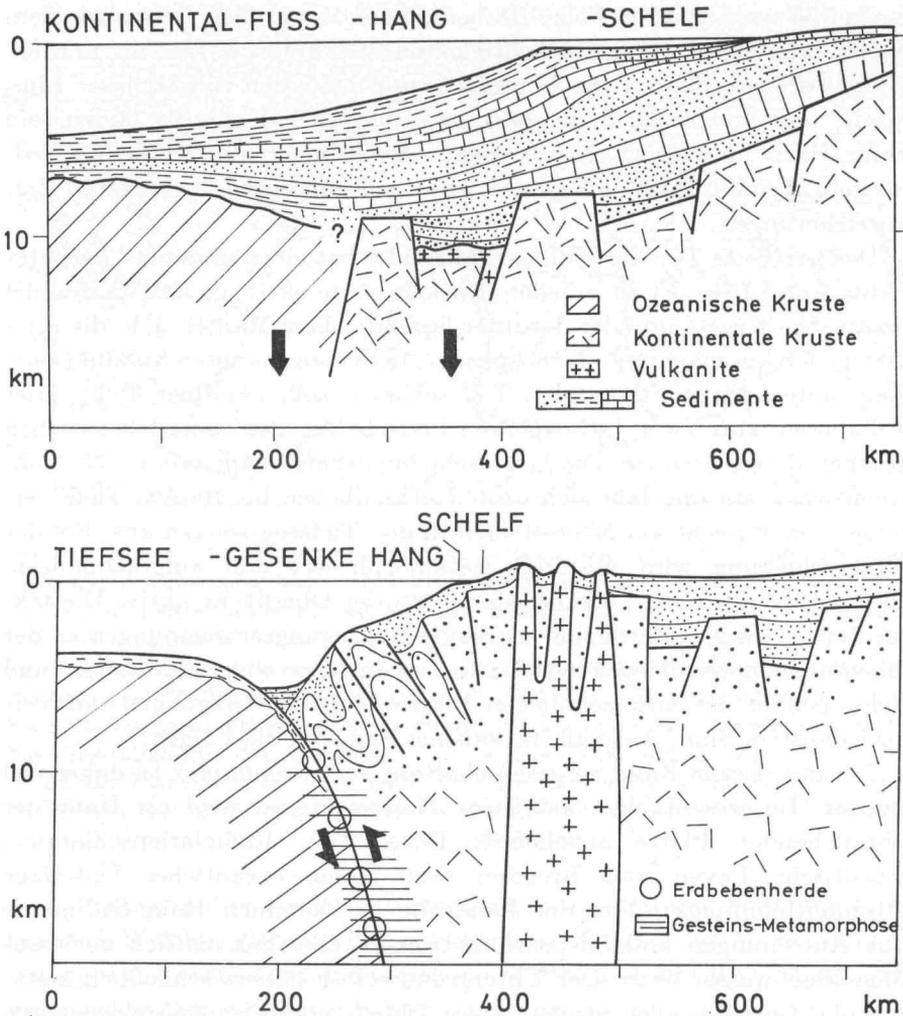


Abb. 15. Atlantischer (a) und pazifischer (b) Typ des Kontinentalrands. Stark schematisierte und rund 18fach überhöhte Darstellung. Erläuterungen s. Text S. 19 u. 20. In Anlehnung an BECK (1972).

einen besonderen Gesteinskomplex gekennzeichnet. Die Vertikalbewegungen scheinen nach der Phase des aktiven Aufreißens passiv zu sein und wenig dramatisch zu verlaufen. Die meist langsame Subsidenz kann bei ausreichender Sedimentanlieferung ausgeglichen werden, so daß sich die Wassertiefen wenig ändern: Einheitlich ausgebildete Sedimente aus terrogenem oder biogenem Material, auch aus Riffkalken, also auch aus dem

flachen Wasser sind die Folge. Dabei können vor großen Deltas wie dem Niger, Mississippi, Ganges Mächtigkeiten bis 10–15 km erreicht werden. Diese Serien bedecken die buntere Gruppe aus der Initialphase: Limnische und brackische Sedimente, in denen auch Kohle zu finden sein kann, Salz- und Gipslager aus mehr oder weniger abgeschnürten Teilbecken, Basaltergüsse und -gänge, eventuell mit vergesellschafteten Erzanreicherungen.

Der *pazifische Typ* der Kontinentalränder hat einen anderen Charakter (Abb. 1 und 15b). Er ist in jeder Hinsicht heute aktiv, da sich an ihm die ozeanische Kruste und der darunter liegende obere Mantel, d. h. die rund 100 (\pm 50) km mächtige „Lithosphäre“, in der sogenannten Subduktionszone unter den kontinentalen Teil schieben soll. (Andiner Typ). Hier kollidieren also zwei Lithosphären-Platten. An den mittelozeanischen Rücken divergieren sie. Die Unterschiebungsfäche fällt mit 15–75° kontinentwärts ein und läßt sich nach Tiefherdbeben bis 700 km Tiefe verfolgen. Sie streicht am Meeresboden in den Tiefseegesenken aus. Bei der Unterschiebung wird Material metamorphisiert und aufgeschmolzen. Plutone dringen ein, Vulkane werden an der Oberfläche aktiv. Die tektonischen Auswirkungen sind mannigfach: Zerrungserscheinungen an der Oberfläche der abbiegenden Platte, ozeanwärts weisende Falten und Schuppen in der unterschobenen Platte. Vertikalbewegungen mit verschiedenstem Sinn, Ausmaß, regionalem Sitz sind die Folgen.

Der mit diesem Rand vergesellschaftete Gesteinskomplex ist daher viel bunter: Im wesentlichen kalkfreies Tiefseematerial wird als Haut der abtauchenden Platte angeliefert: Roter Ton, Radiolarienschlämme, basaltische Laven und Breccien samt deren ozeanischer Unterlage (Ophiolithkomplex). Von der Landseite her kommen Hang-Sedimente aus Rutschungen und Suspensionsströmen, aber gelegentlich auch aus dem Flachwasser dazu. Der Untergrund selbst steuert schließlich metamorphe Gesteine aller Stufen, sowie Tiefen- und Ergußgesteine sauren Charakters bei. Die heute aktiven Konvergenzplattenränder sind der Abb. 16 zu entnehmen. Sie brauchen danach nicht nur am Rande der Kontinente aufzutreten. Oft liegen auch landwärts von ihnen Tiefseebecken (Inselbogen-Typ).

Gibt es diese beiden großen Typen der Kontinentalränder auch fossil? Die Diskussion darüber ist in vollem Gang. Wie kann man sie erkennen? Am unterschiedlichen tektonischen Stil? An den erwähnten Gesteinskomplexen? Stellt der atlantische Typ das Modell der Miogeosynklinalen, der pazifische das Modell der Eugeosynklinalen STILLES dar? Und weiter: Warum sind bisher unter der Tiefsee als älteste Sedimente nur solche aus

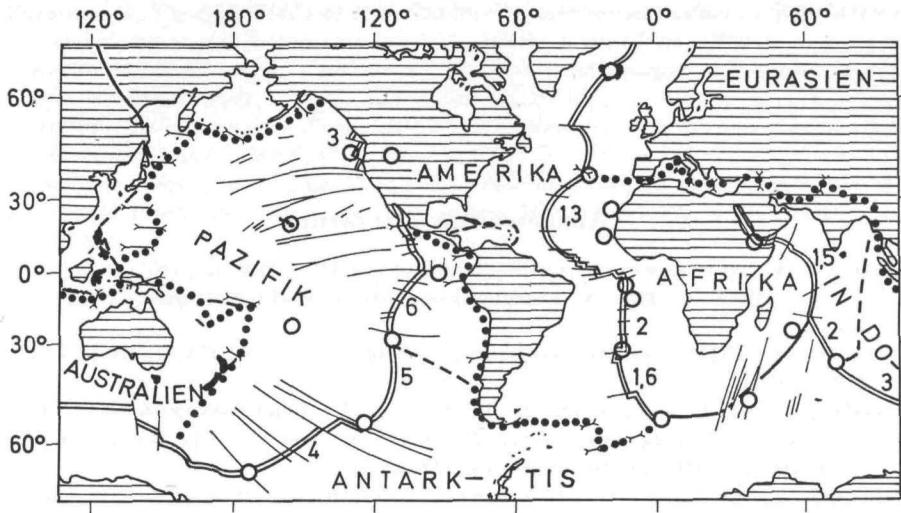


Abb. 16. Theorie der Plattentektonik. Die Lithosphäre, eine um 100 km mächtige Lage aus kontinentaler bzw. ozeanischer Kruste und oberem Mantel, kann in 6 (und mehr) Platten unterteilt werden. Ihre Ränder sind in betonter Weise aktiv, seismisch, vulkanisch und tektonisch. Sie können durch divergierende (Doppellinie, jährliche halbseitige Bewegung in cm), konvergierende (Kreise, Kompressionsrichtung nach Erdbebenauswertungen in Pfeilen) oder, wie um Kalifornien, durch Scher-Bewegungen gekennzeichnet werden. Konvergierende Ränder führen zu Kontinentalrändern des „pazifischen“ Typs. Die „atlantischen“ liegen heute inmitten der Platten, stellen aber fossile Divergenzränder dar. Große Kreise = Aufquellkörper (hot spots). Nach LE PICHON (1968), MORGAN (1968, 1972), HEIRTZLER et al. (1968).

dem Jura gefunden worden – bezeichnenderweise in der Nähe der Kontinente? Welches globale oder außerglobale Ereignis hat diese Neuverteilung von Kontinenten und Ozeanen vor rund 150–200 Millionen Jahren verursacht? Wie sah dieses Muster davor aus?

Der Rand der Kontinente hat noch nie so viele und so fundamentale Fragen aufgeworfen wie gerade heute. Vom Sedimentationsgeschehen in seiner Abhängigkeit vom Klima, Relief, von Vertikalbewegungen reichen sie tief in den Untergrund und tief in die Erdgeschichte hinein. Sie sind daher eine Herausforderung nicht nur für den Geologen, sondern für alle Wissenschaftler, die sich der Erde als einer Gesamtheit verschrieben haben.

Ausgewählte Literatur

MFE = „Meteor“ Forschungsergebnisse, Berlin-Stuttgart

- BECK, R. H.: *The oceans, the new frontier in exploration*. – APEA, Journal, **12**, 2, 7–28, 1972.
- DIESTER-HAASS, L., SCHRADER, H.-J., THIEDE, J.: *Sedimentological and Paleoclimatological Investigations of two Pelagic Ooze Cores off Cape Barbas, North-West Africa*. – MFE, C **16** (im Druck), 1973.
- DIETZ, R. S.: *Continent and Ocean basin evolution by spreading of the sea floor*. – Nature, **190**, 854–857, 1961.
- EWING, M., EITREIM, S., TRUCHAN, M., EWING, J. J.: *Sediment distribution in the Indian Ocean*. – Deep Sea Res., **16**, 1, 231–248, 1969.
- HARTMANN, M., LANGE, H., SEIBOLD, E., WALGER, E.: *Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. I.* – MFE, C, **4**, 1–76, 1971.
- HEIRTZLER, J. R., DICKSON, G. O., HERRON, E. M., PITMAN, W. C., LE PICHON, X.: *Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents*. – J. Geophys. Res., **73**, 2119–2136, 1968.
- HESS, H. H.: *History of the ocean basins*. In: Petrologic Studies, Buddington memorial volume. – Geol. Soc. Am., 599–620, 1962.
- HINZ, K., SEIBOLD, E., WISSMANN, G.: *Continental slope anticline and unconformities off West Africa*. – MFE, C **17** (im Druck), 1973.
- , –, -: *Der Bau des Kontinentalrandes vor Dakar*. – MFE, C (in Vorbereitung), 1974.
- ISACKS, B. L., OLIVER, J., SYKES, L. R.: *Seismology and the new global tectonics*. – J. Geophys. Res., **73**, 5855–5899, 1968.
- KUDRASS, H. R.: *Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän*. – MFE, C, **13**, 1–63, 1973.
- LE PICHON, X.: *Sea-floor spreading and continental drift*. – J. Geophys. Res., **73**, 3661–3697, 1968.
- LEYDEN, R., SHERIDAN, R., EWING, M.: *A seismic refraction section across the Equatorial Atlantic*. In: A. MAXWELL (Hrsg.) *The Sea*, **4**, 1, 69, 1968.
- MORGAN, W. J.: *Rises, Trenches, great faults, and crustal blocks*. – J. Geophys. Res., **73**, 1959–1982, 1968.
- : *Deep mantle convection plumes and plate motions*. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **56**, 203–213, 1972.
- NEWTON, R. S., SEIBOLD, E., WERNER, F.: *Facies distribution patterns on the Spanish Sahara continental shelf mapped with Side-Scan Sonar*. – MFE, C, **15**, 55–77, 1973.
- SEIBOLD, E.: *Das Meer*. In: R. BRINKMANN (Hrsg.) *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie I*, 280–500, 1964.

- SEIBOLD, E.: *Cruise 25/1971 of F.S. "Meteor": Continental margin of West Africa, general report and preliminary results.* – MFE, C, **10**, 17–38, 1972.
- SIEDLER, G., SEIBOLD, E.: *Currents related to sediment transport at the Ibero-Moroccan continental shelf.* – MFE, A, (im Druck), 1973.
- THIEDE, J.: *Planktonische Foraminiferen in Sedimenten vom iberomarokkanischen Kontinentalrand.* – MFE, C, **7**, 15–102, 1971.
- : *Sedimentation rates of planktonic and benthic foraminifera in sediments from the Atlantic Continental Margin of Portugal and Morocco.* – MFE, C, **16**, (im Druck), 1973.
- VINE, F. J., MATTHEWS, D. H.: *Magnetic anomalies over oceanic ridges.* – Nature, **199**, 947–949, 1963.