

## Die Reliefformen der Schelfe des Weltmeeres als Ausdruck zonenspezifischer geomorphologischer Entwicklungsprozesse

Von H. KLUG (Kiel)

### 1. Allgemeine Charakteristik der Schelfe

#### 1.1. Begrenzung und Tiefenlage

Als durchschnittlich 75 km breite Flachmeeresräume umrahmen die Schelfe die Festländer. Sie nehmen rd. 30 km<sup>2</sup>, also ungefähr eine Fläche von der Größe Afrikas, oder 8,3 % des Meeresbodenareals ein. Die durchschnittliche Neigung ist mit 1 bis 2 ‰ äußerst gering. Die Grenze zum Kontinentalabhang wird durch einen abrupten Gefällswechsel bestimmt: im Einzelfall tritt dieser zwischen 0 und 550 m Wassertiefe (SCHARNOW et al. 1978), im weltweiten Mittel bei -130 m auf. Man unterscheidet dementsprechend zwischen flachen und tiefen Schelfen, je nach der Lage der Schelfkante.

Tiefe Schelfe finden sich vor allem in früher oder heute noch mit Inlandeis bedeckten Gebieten wie um die Antarktis und Grönland. Dafür ist die Eisauflast verantwortlich. Wo sie heute fehlt, und der Schelf trotzdem tief liegt, wurde das isostatische Gleichgewicht noch nicht wieder erreicht.

#### 1.2. Bauformen

Nach den Bauformen sind die Schelfe nicht einfach durch tektonische Absenkung in Verbindung mit der postglazialen Meeresspiegelhebung untergetauchte Sockel der Kontinente, sondern 3 bis 6 km mächtige Akkumulationskörper. Die Sedimente stammen vom Festland und wurden auf weiten Strecken hinter Dämmen abgelagert. Nach der Entstehung dieser Dämme unterscheidet EMERY (1969) folgende Schelftypen: Schelfe hinter tektonischen Dämmen, Korallenriffdämmen, Diapirdämmen und dammlöse Schelfe. Die Verteilung der rezenten Sedimente auf den Schelfen spiegelt die klimamorphologische Differenzierung der festländischen Verwitterungs- und Abtragungsprozesse und weist daher eine zonale Anordnung auf.

#### 1.3. Breitenausdehnung

In der Breitenstreckung variieren die Schelfe beträchtlich. Diese Unterschiede in der Ausdehnung stehen in enger Beziehung zur Reliefstruktur der Küstenräume.

Vor Gebirgsabfällen sind die Schelfe meistens sehr schmal, so besonders vor den Westküsten Nord- und Südamerikas, aber z.B. auch vor Somalia. Breite

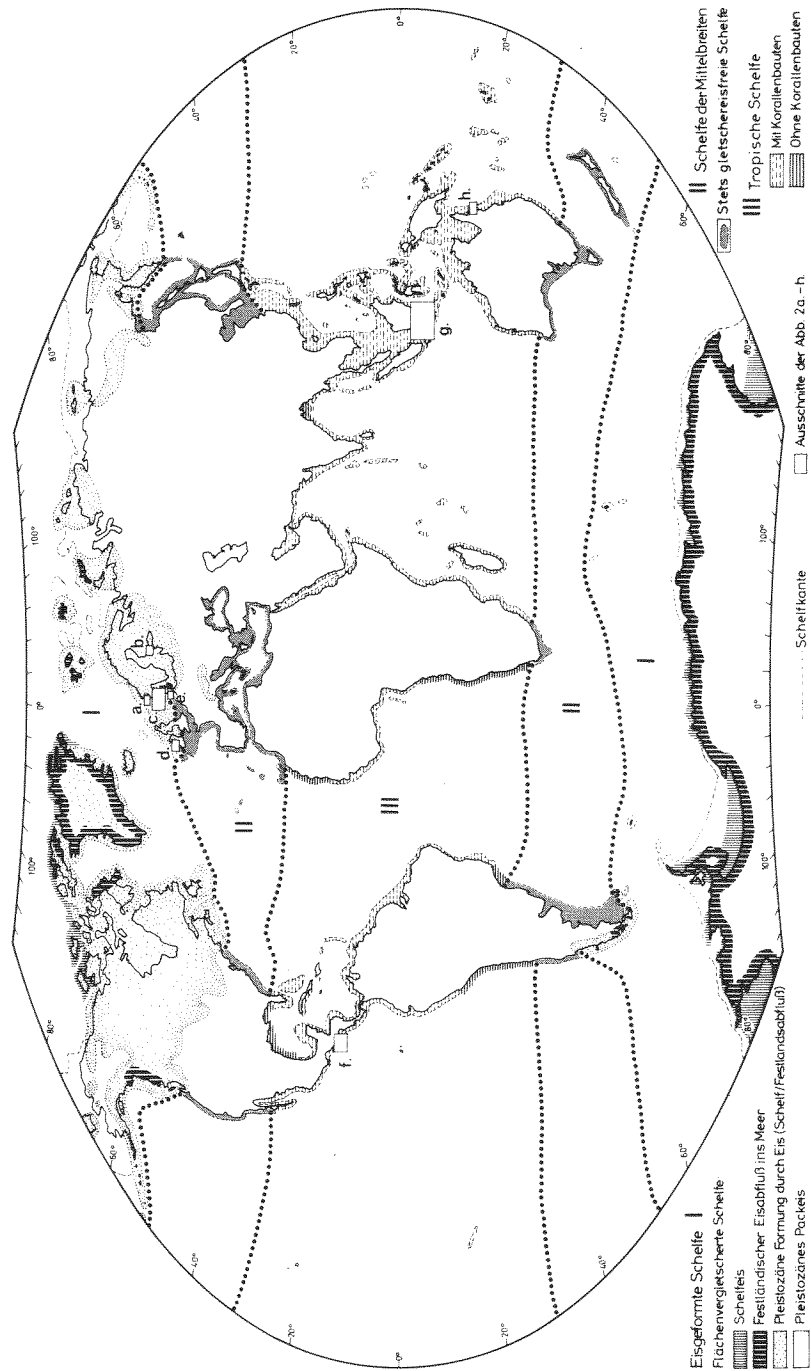


Abb. 1: Zonale Gliederung der Schelfformen (unter Verwendung von kartographischen Darstellungen bei GIERLOFF-EMDEN 1983, KELLETAT 1989, VANNEY 1979 u.a.)

Schelfgebiete liegen dagegen in der Regel vor Flachländern. Die größte Ausdehnung hat der Sibirische Schelf; er ist 6000 km lang und bis zu 1500 km breit. Vor Nordaustralien und China beträgt die Schelfbreite bis zu 1000 km, vor Argentinien und vor Neufundland über 500 km. Weitere große Schelfgebiete sind der Sundaschelf und der Nordwesteuropäische Schelf.

## 2. Schelfformen und Küstencharakter

Die Reliefformen der Schelfe tragen vielfach den Charakter festländischer Prägung und entsprechen prinzipiell denen der angrenzenden Küstengebiete. Dies rührt daher, daß sie während der eiszeitlichen Vergletscherung bei abgesunkenem Meeresspiegel trocken lagen und wegen der Kürze der nachfolgenden Zeit Wellen und Strömungen häufig noch keinen Ausgleich durch Transport und Sedimentation bewirken konnten.

Die subaerisch entstandenen Formen gehen teilweise sogar auf präpleistozäne Zeit zurück. So wurden sowohl der Neufundland-Schelf (ULRICH 1963), als auch der Barents-Schelf als tertiäre Rumpfflächen mit ganz sanften Spülmulden erkannt (WIRTHMANN 1964).

Auch im Umfeld ozeanischer Inseln sind die engen Beziehungen zwischen Schelfformen und geomorphologischem Küstencharakter deutlich nachzuweisen (MENARD 1987, KLUG & RAETH 1989). Die Schelfe der kleineren Inseln entstanden jedoch meist als Abrasionsflächen. Ihre Breite steht im Verhältnis zum Alter der Insel bzw. der Inselteile.

## 3. Zonale Gliederung

Die pleistozäne Formung der Schelfe des Weltmeeres war je nach der geographischen Breite sehr unterschiedlich. Dasselbe gilt für die holozäne bzw. rezente Morphodynamik. Dementsprechend weisen die Schelfformen eine ausgesprochen zonale Gliederung von den hohen zu den niederen Breiten auf.

In Abwandlung verschiedener Typisierungsversuche (THOMPSON 1967, GUILCHER 1970, YERMOLAYEV 1971, VANNEY 1977) kann man folgende Einteilung vornehmen (vgl. Abb.1): Eisgeformte Schelfe (flächenvergletschert, gletscherfrei), Schelfe der stets gletscherfreien Mittelbreiten und tropische Schelfe.

### 3.1. Eisgeformte Schelfe

In dieser Zone sind die Schelfe im polaren Bereich auch heute noch der Eiseinwirkung ausgesetzt. Es ist zwischen flächenvergletscherten und gletscherfreien Schelfen (SEIBOLD 1974, 125) zu unterscheiden. In der erstgenannten Region herrscht extrem polares Klima, so daß die Schneegrenze unter den Meeresspiegel sinkt und das Gletschereis nicht mehr abschmelzen kann. Es treibt dann über die Küste meerwärts aus und bildet Schelfeis. Zu den Verbreitungsgebieten der flächenvergletscherten Schelfe gehören der antarktische Schelf und einige Teile des Schelfs zwischen den nordöstlichen kanadischen Arktis-Inseln und Novaja Semlja. In der Antarktis (REINWARTH & STÄBLEIN 1972, 3) bilden die Schelfeise mehr als ein Drittel der Küstenlinie und

schieben sich mit einer Fläche von mehr als 1,4 Mio. km<sup>2</sup> als schwimmende Eistafeln auf das Meer hinaus. Die beiden größten sind der Ross-Eisschelf mit 530.000 km<sup>2</sup> und der Filchner-Eisschelf mit 400.000 km<sup>2</sup>, von denen gelegentlich größere Teile abbrechen und mächtige Tafelberge bilden.

Auf den vergletscherten Schelfen herrscht die Erosion durch das Gletschereis vor, das unverwittertes, eckiges, unsortiertes Material transportiert und in Vertiefungen ablagert. Der Marginalbereich ist durch Eisberg-Sedimentation, ausgeschmolzener Moränenschutt in marinen Ablagerungen, gekennzeichnet. Die gletscherfreien Schelfe der polaren Zone, wie sie sich vor Sibirien, dem nördlichen Alaska und vor den Rändern der antarktischen Schelfeise finden, tragen den größten Teil des Jahres eine Decke aus Meereis. Im Winter bildet sich eine Barriere aus Küstenfesteis, die über dem ostsibirischen Schelf bis 500 km breit wird. Im Sommer bricht diese Festeisdecke zu Treibeisfeldern auf. Das Meereis kann sich durch die Meeresströmungen aufstapeln und im Schelfboden über 100 m lange, strömungsparelle Furchen mit Randwällen als Drifteisspuren ausbilden, so z.B. auf dem Schelfboden vor Nordalaska (SEIBOLD 1974).

Erst in den letzten Jahren wurde nachgewiesen, daß in den polaren Schelfen der submarine Permafrost weitverbreitet ist. Bei geringem Salzgehalt des Porenwassers trifft man schon 1 m unter dem Meeresboden auf Eiskomplexe. Der Offshore-Permafrost reicht bis 200 km seewärts und ist stellenweise bis 450 m mächtig mit Temperaturen zwischen 0 und -3 °C. Er wird als ein Relikt der letzten Kaltzeit gedeutet. Pingos im Meeresboden (GIERLOFF-EMDEN 1980, 856) sind morphologische Indizien für das Vorhandensein des Dauerfrostes. Neben diesen Kennzeichen aktual-morphologischer Prozesse zeigen die Schelfe der gletscherfreien Polargebiete dasselbe Gepräge wie die der anschließenden höheren Mittelbreiten: Beide waren ehemals vom Gletschereis – in der Arktis teilweise nur von Packeis – bedeckt und erhielten dadurch ihre Formung. Als typisch für die geomorphologische Gestaltung wird ein äußerer, vorwiegend aus glazialen Sedimenten aufgebauter Bereich mit sanften Oberflächenformen und ein innerer mit „rauhem“ glazial-erosiv entstandenem Relief angesehen. Viele Hohlformen sind durch Gletschereinwirkungen übertieft, oft folgen sie präexistente tektonischen Leitlinien.

Zu den auffallendsten morphologischen Elementen gehören marginale Rinnen („Channels“), die allgemein parallel zur Küste oder dem Schelfrand zwischen diesen beiden Formengruppen verlaufen (VANNEY et al 1981). Sie sind 10-25 km breit und etwa 100-400 m, maximal um 1000 m eingetieft (GIERLOFF-EMDEN 1980, 345, ZHIVAGO & EVTEEN 1970). Die Rinnen im äußeren Schelf zeichnen – soweit sie nicht tektonisch angelegt sind – den Verlauf der Eisrandlagen nach. In den Querrinnen lagen Auslaßgletscher einer bis zu den marginalen Rinnen reichenden zusammenhängenden Schelfvereisung. Schwellen am Schelfrand werden auf das Nachlassen der Gletschererosion, verursacht durch Aufschwimmen des Schelfeises, submarine Eisrandablagerungen oder als Kalbungsmoränen erklärt (SOMMERHOFF 1973).

Am polwärtigen Saum der eisgeprägten Schelfe, z.B. vor Labrador, Grönland, Island und Norwegen, herrscht der durch glaziale Erosion bedingte Formenschatz vor. Bei vorwiegend linearer Formung, d.h. gerichteter Glazialerosion,

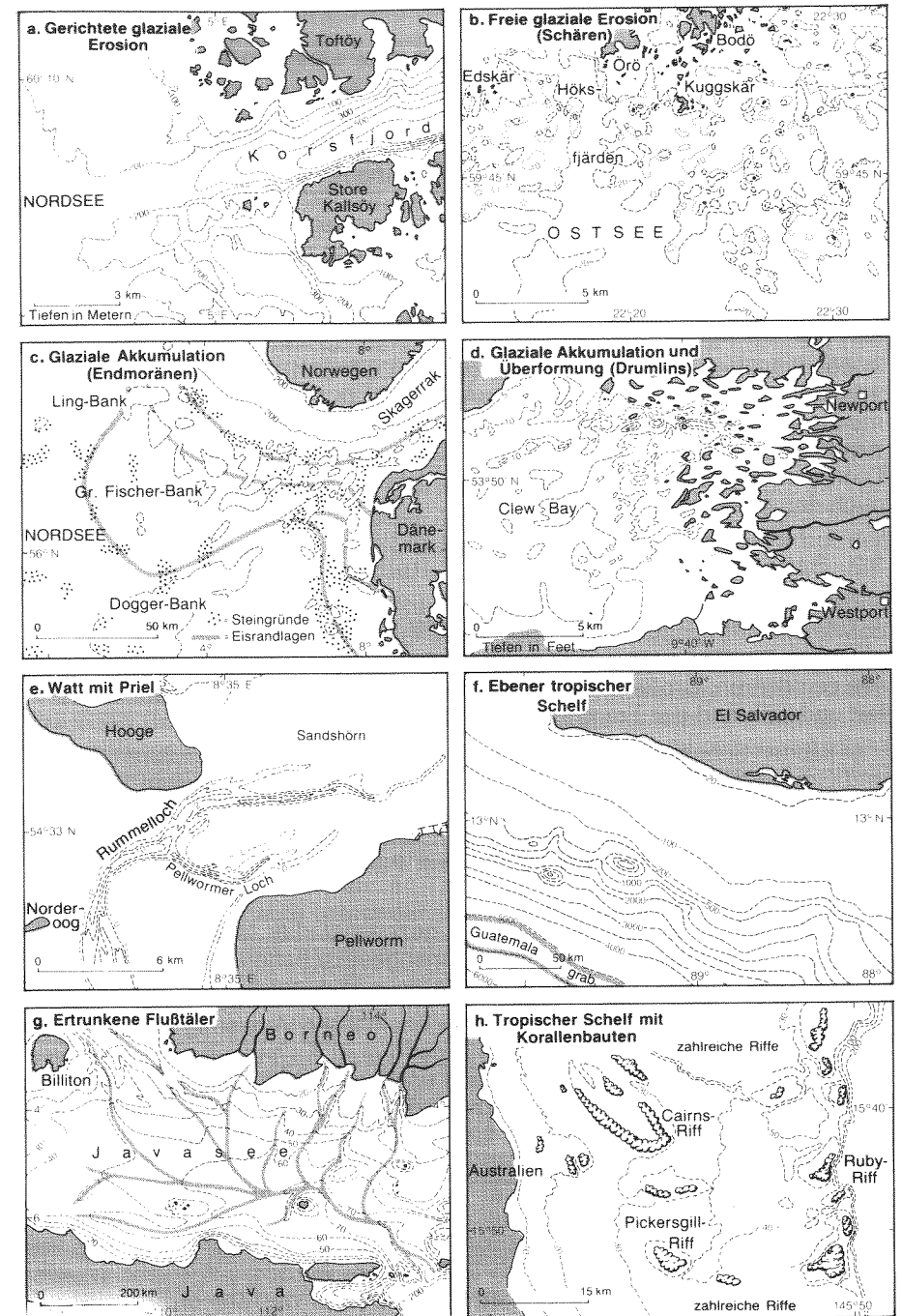


Abb. 2: Geomorphologische Schelftypen (nach DIETRICH & ULRICH 1968, GIERLOFF-EMDEN 1958 und amtlichen Seekarten)

sind hier tiefe Rinnen und Tröge typisch. Sie können Verlängerungen von Fjorden sein. Als Beispiel zeigt Abb. 2a den norwegischen Schelf in Höhe des Hardanger Fjords. Umgeben werden diese Formen häufig von einem sehr vielgestaltigen, durch Eiseinwirkung geformten Relief mit großen Tiefendifferenzen auf kleinstem Raum (ULRICH 1986, 17). Überwiegt dagegen die freie glaziale Erosion, so tritt ein Felsbuckelrelief auf, das küstenwärts in Schären-Inseln über den Meeresspiegel auftaucht. Beispiele dafür liefert der Ostseeschelf, Abb. 2b zeigt einen Ausschnitt in der Höhe der Åland-Inseln.

Mit der Annäherung an den ehemaligen Eisrand der Inlandgletscher herrschen auf den Schelfen die glazialen Ablagerungsformen vor. Sie stellen in den meisten Fällen heute ertrunkene Moränenrücken dar, wie beispielsweise in der Schelfregion der Bering-See (GIERLOFF-EMDEN 1980) und auf dem atlantischen Schelf nördlich New York (SEIBOLD 1974, 225). Zu solchen Formen lassen sich beispielsweise auch die Steingründe des Nordseeschelfs ordnen (Abb.2c). Aber auch alle anderen Akkumulationsformen, wie beispielsweise Drumlins vor der westlichen (atlantischen) Küste Irlands (Abb.2d) oder im Bereich der Åland-Inseln, kommen vor.

### 3.2. Schelfe der stets eisfreien Mittelbreiten

Die ehemals nicht vereisten Schelfgebiete der Mittelbreiten zeigen an ihren polwärtigen Marginalzonen die Spuren periglazialer Reliefgestaltung. Dort ausgebildete Rinnensysteme sind meist als Reliktformen von Schmelzwasserflüssen zu erklären. Große Sedimentmengen wurden durch Flußtransport angeliefert und während der Transgressionsphasen marin umgelagert.

In flachen Schelfbereichen mit starken Meeresströmungen existieren Riesen- und Großrippelfelder, die auf eine besondere Labilität der obersten Schichten hinweisen. Man findet sie beispielsweise auf dem südlichen Nordseeschelf (ULRICH 1973), auf dem amerikanischen Atlantik-Schelf nördlich Kap Hatteras (GIERLOFF-EMDEN 1980) oder auf dem Patagonischen Schelf südlich des Rio de la Plata (SHEPARD 1963).

Sedimentreiche Seichtwassergebiete gezeitenstarker Meere tragen im küstennahen marginalen Randbereich Formengesellschaften des Watts mit Priel- und Seegatts (Abb.2e) als nacheiszeitliche Bildungen.

Äquatorwärts an die Marginalzonen der ehemaligen Vereisung schließen sich Schelfe an, deren Relief vorrangig fluvial geprägt ist. Es handelt sich um weitverzweigte Rinnensysteme, die subaerisch entstanden und auch heute noch als Verlängerung festländischer Flußnetze zu erkennen sind. Solche Schelfformen als ertrunkene Fortsetzungen des Landreliefs finden sich bis in die Tropen. Gute Beispiele bilden die überfluteten Täler auf dem Schelf südlich der Bretagne oder auf dem Sundaschelf (Abb.2g). Im Mediterranraum (GUILCHER 1970), dem subtropischen Bereich der Mittelbreiten, kam es während der letztglazialen Regression im Verbreitungsgebiet von Karbonatgesteinen zur Ausbildung von Karstformen auf dem Schelf. Auch Dünenfelder wurden aufgeweht, wie vor Südfrankreich und in der nördlichen Adria. Infolge der Zementierung durch Kalziumkarbonat wurden sie fossilisiert. Diese Formen bilden heute ein mannigfaltiges Bodenrelief der dortigen Schelfgebiete.

### 3.3. Tropische Schelfe

In den niederen Breiten bestehen - im Gegensatz zu den polaren und gemäßigten Zonen - keine glazialen und nur selten besondere Wellen- und Strömungseinwirkungen auf die Schelfoberfläche. Infolgedessen zeichnen sich viele tropische Schelfgebiete durch große Einförmigkeit aus (ULRICH 1986), besonders in Gebieten mit hoher Sedimentzufuhr wie im Gelben Meer oder vor dem Senegaldelta. Hier „fehlt es viele Meilen weit an Reliefunterschieden von mehr als 10 cm“ (SEIBOLD 1974, 14). Auch vor der Küste von El Salvador (Abb. 2f) liegt auf 80 km Breite ein völlig ebener Meeresboden, der jenseits des Schelfrandes direkt in den Guatemala-Graben abfällt (GIERLOFF-EMDEN 1958). Am festlandsnahen Marginalsaum sind hier - wie in allen tropischen sedimentreichen Seichtwassergebieten mit gut ausgebildeten Gezeiten - die Formengesellschaften der Mangrovenküste als Äquivalent des außertropischen Watts ausgebildet.

Eine besondere morphologische Mannigfaltigkeit weisen tropische Schelfe dort auf, wo die Lebensbedingungen riffbauender Korallen erfüllt sind. Ihr Verbreitungsgebiet liegt innerhalb einer Zone, die sich durch die 20°C-Isotherme für das Oberflächenwasser im kältesten Monat abgrenzen läßt. Nur auf den Schelfen an der Westseite der Ozeane, wo sich vom Äquator her warme Meeresströmungen nach Norden ausbreiten, greifen sie auf die Subtropen über. Umgekehrt wird ihr Lebensraum an den Ostseiten der Ozeane durch kältere Strömungen eingegengt.

Die Korallenbauten ordnen sich auf dem Schelf - wie im Bereich des ostaustralischen Barriereriffs (Abb. 2h) - häufig in küstenparalleler Reihung an. Mit steilen Hängen ragen sie unter Ausbildung einer vielfältigen Formenwelt oft bis zum Meeresspiegel auf, mit dessen postglazialer Anhebung viele von ihnen entstanden sind. Teilweise bilden sie Inseln. Fossile Riffkorallenbauten formen häufig die Schelfkanten im tropischen und subtropischen Meeresraum (ULRICH 1986). Zahlreich sind auch die „Ertränkungsformen“ eines ehemaligen Landreliefs. Neben den bereits erwähnten Talzügen (s.o.), die - wie auf dem Sunda- und Arafura-Schelf heute untermeerische Rinnensysteme bilden - gibt es eine Vielzahl anderer, subaerisch entstandener Reliefzüge auf den tropischen Schelfen. Erwähnt sei der vom Meer überflutete Turmkarst in der Bucht von Faitsilong im Raum Tonking in Nordvietnam (v. WISSMANN 1954).

### 4. Interferenz mit mariner und tektonischer Formung

Wo während des Meeresspiegeltiefstandes der letzten Kaltzeit sedimentreiche Flüsse auf den Schelf mündeten, ist der durch sie erzeugte geomorphologische Formenschatz ebenfalls besonders groß. Außer den erodierten Talbetten, die submarine Rinnen bilden, treten mächtige Deltaschüttungen und Barriere-Inseln als heute überflutete Akkumulationsformen am Außenrand des Schelfs auf. Während Stillstandsphasen der holozänen Transgression kam es zur Ausbildung von Nehrungs- und Lagunenküsten sowie Kliffreihen in verschiedener Tiefenlage. Die ganze Vielfalt dieser Formen ist auf dem westafrikanischen Schelf vor Guinea-Bissau und Sierra Leone besonders gut ausgeprägt (MC MASTER et al. 1971).

Eine regionale Differenzierung der Schelfformen kann durch tektonische Einflüsse bewirkt werden. Relevante Reliefstrukturen stehen meist in direkter Beziehung zu den benachbarten Küstenräumen. So ist das Schelfrandgebiet vor Südkalifornien in eine Reihe lang gestreckter unregelmäßiger Becken und flacher Rücken gegliedert, die eine enge Verwandtschaft mit der Schollentektonik des Hinterlandes aufweisen (GORSLINE 1978).

## 5. Zusammenfassung

Als flache Randgebiete der Kontinente weisen die Schelfe des Weltmeeres eine zonale Gliederung der sie prägenden geomorphologischen Formen auf, die weithin unter festländischen Bedingungen während der eiszeitlichen Absenkung des Meeresspiegels entstanden sind. Es wird zwischen eisgeformten Schelfen in den Polarregionen und glazialzeitlich vergletscherten Gebieten, den Schelfen der stets eisfreien Mittelbreiten und tropischen Schelfen unterschieden. Auch überflutete Küstenformen kommen in manigfaltiger Gestaltung vor. Eine regionale Differenzierung der Schelfe kann ferner durch tektonische Einflüsse bewirkt werden.

## 6. Literatur

- Dietrich, G. u. J. Ulrich (Hrsg.) (1968): Atlas zur Ozeanographie. (B.I.-Hochschulatlanten 307 a-307 m), Mannheim
- Emery, K.O. (1969): The continental shelves. – Sc. American. 221:32-52, New York
- Gierloff-Emden, H.-G. (1980): Geographie der Meere, Ozeane und Küsten. 2 Bde., Berlin, New York
- Gierloff-Emden, H.-G. (1983): Zum Relief des Meeresbodens der Südpolarregion. – Geowiss. i. uns. Zeit 1,2:46-50, Weinheim.– (1958): Der Küstenschelf von El Salvador im Zusammenhang mit der Morphologie und Geologie des Festlandes. - Dtsch.Hydrogr.Z. 11, 6, Hamburg
- Gorsline, D.S. (1978): Anatomy of Margin Basins - Presidential Adress. – . Sediment. Petrol. 48: 1055-1068.
- Guilcher, A. (1970): In: Delany, F.M. (Hsg): The geology of the East Atlantic continental margin. ICSU/SCOR Working party, 31. Symp. Rept. 70/13, Inst. Geol. Sc., London: 31-46.
- Kelletat, D. (1989): Physische Geographie der Meere und Küsten. 212 S., Stuttgart
- Klug, H. u. A.-Chr. Raeth (1989): Geomorphologische Untersuchungen zur Reliefgestalt des Schelfs und seiner Beziehung zum Formencharakter der Küsten Gran Canarias (Kanarische Inseln). – Essener Geogr. Arb. 17: 177-202, Paderborn
- Mc Master, R.L. u. T.P. Lachance, A. Ashraf, J. de Boer: Geomorphology, structure and sediments of the continental shelf and upper slope off Portuguese, Guinea, Guinea and Sierra Leone.- In: Delany, F.M. (Hrsg.): The geology of East Atlantic Continental Margin, Vol. 4, Africa, ICSU/SCOR Working Party 31 Symp. Cambridge 1970, Rep. No. 70/16, Inst.Geol.Sci., London 109, 19.
- Menard, H.W. (1987): Inseln. Geologie und Geschichte von Land im Meer. - Spektrum-Bibl.Bd. 15, Heidelberg
- Reinwarth, O. u. G. Stäblein (1972): Die Kryosphäre, das Eis der Erde und seine Untersuchung. - Würzbg. Geogr. Arb. 36, Würzburg
- Scharnow, U. u. H.-D. Birr, P. Hüpfer, J.F. Gellert, G. Sager (1978): Grundlagen der Ozeanologie, Berlin.
- Seibold, E. (1974): Der Meeresboden. Ergebnisse und Probleme der Meeresgeologie. Berlin, Heidelberg, New York

- Sommerhoff, G. (1973): Formenschatz und morphologische Gliederung des südostgrönländischen Schelfgebietes und Kontinentalhanges. – „Meteor“ – Forsch.-Ergebn. Reihe C Nr. 15, Berlin/Stuttgart
- Shepard, F.P. (1963): Submarine Geology. New York
- Stäblein, G. (1983): Arktis und Antarktis, Charakteristik und Bedeutung der polaren Landschaftsgürtel. - Geogr.Rdsch. 35, 3:94-100, Braunschweig
- Thompson, W.C. (1961): A genetic classification of continental shelves. - Proc. 9 th Pacific Sc. Congr. 12: 30-39.
- Ulrich, J. u. H. Pasenau (1973): Untersuchungen zur Morphologie des Schelfrandes vor Mozambique nordöstlich der Sombesi-Mündung. – Dtsch.Hydrogr.Z. 26, 5, Hamburg
- Ulrich, J. (1973): Die Verbreitung submariner Riesen- und Großrippeln in der Deutschen Bucht. – Erg.-H. zur Dtsch.Hydrogr.Z., Reihe B (4), Nr. 14, Hamburg
- (1986): Grundlagen der Meereskunde. Textband Zum „Atlas der Ozeanographie“. – Sonderband 2 der Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein, Kiel.
- Vanney, J.R. (1979): Géomorphologie des plates-formes continentales. Paris
- Wirthmann, A. (1964): Die Landformen der Edge-Insel in Südostspitzbergen. – Erg.d.Staufferland-Expedition 1959/60, 2:1-53, Wiesbaden
- Wissmann, v. H. (1954): Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens.- Erdkunde 8,2:122-130, Bonn
- Yermolayev, M.M.(1971): Comprehensive investigation of continental shelf and littoral zone. – Soviet Geography 12:372-382
- Zhivago, A.V. u. S.A. Evteev (1970): Shelf and marine terraces of Antarctica. – Quarternaria 12: 89-114

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. H. Klug  
Geographisches Institut der Universität Kiel  
Ludewig-Meyn-Str. 14  
D-2300 Kiel