

Sonderdruck aus:

KIELER GEOGRAPHISCHE SCHRIFTEN

Begründet von Oskar Schmieder

Herausgegeben vom Geographischen Institut der Universität Kiel

durch J. Bähr, H. Klug und R. Stewig

Schriftleitung: G. Kortum

---

Band 62

## Küste und Meeresboden

Neue Ergebnisse geomorphologischer Feldforschungen

herausgegeben von

HEINZ KLUG

KIEL 1985

---

IM SELBSTVERLAG DES GEOGRAPHISCHEN INSTITUTS  
DER UNIVERSITÄT KIEL

ISSN 0723-9874

ISBN 3-923887-04-3

# Holozäne Meerestransgression der Namibküste bei Lüderitzbucht, Südwestafrika

Klaus Heine

## I. Einleitung

Während der letzten drei Jahrzehnte haben sich die Studien über den Anstieg des Meeresspiegels seit dem letzten Hochglazial in wesentlichen Punkten gewandelt (Abb. 1). Die Suche nach einer eustatischen Meeresspiegelkurve, die weltweit Gültigkeit hat - und zwar in Abhängigkeit von der letzten Deglaziation zwischen 17 000 und 7000 aBP (vgl. RUDDIMAN et al. 1985) -, wurde aufgegeben (KIDSON 1982; BLOOM 1983). Untersuchungen über die Rheologie der Erdkruste und die Erkenntnis, daß die Erde als Geoid nicht über lange Zeiträume stabil war, führten zu der Ansicht, es müsse regionale Unterschiede in dem eustatischen Meeresspiegelanstieg im Spätpleistozän und Holozän geben (CLARK et al. 1978; MÖRNER 1981; NEWMAN et al. 1981). Neben glazio-isostatischen müssen auch hydro-isostatische Einflüsse - letztere besonders in großen Schelfgebieten - Meeresspiegeländerungen verursacht haben. In neuerer Zeit nehmen die Diskussionen über Fehler und Ungenauigkeiten bei der Datierung sowie bei der Ermittlung der Höhen zu (z.B. Änderungen der Tidenhub-Amplituden (TOOLEY 1985)). Es wundert daher nicht, daß heute unterschiedliche Auffassungen über die spät- und postglazialen (= holozänen) Meeresspiegeländerungen bestehen (Beispiele: Mittelholozäner Meeresspiegel höher als heute; gleichsinniger oder oszillierender holozäner Anstieg des Meeresspiegels. Siehe auch: GIERLOFF-EMDEN 1980, Bd. II).

Da nur Detailstudien ausgewählter Lokalitäten eine ausreichende Datenbasis schaffen, die eine eventuelle Lösung der heute noch offenen Fragen erlauben, möchte ich im folgenden über einige Beobachtungen und Gedanken zum holozänen Meeresspiegelanstieg an der Namibküste bei Lüderitz berichten.

## II. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen 26°34' und 26°45' S und zwischen 15°03' und 15°10' E. Es umfaßt die gesamte Halbinsel von Lüderitz sowie die küstennahen Gebiete um die Stadt selbst bis zur Agate Bucht im Norden (Abb. 2 und 3). Im Lüderitzer Gebiet sind die ältesten Gesteine präkambrische Gneise, durchzogen von Quarzit- und Amphibolitgängen. Diese werden von einer Abfolge aus Quarziten, Dolomiten, Schiefern und Sandsteinen überlagert (Nama-Schichten). Intrusionen von grauem Granit werden mit der Metamorphose der Nama-Schichten in Verbindung gebracht. Später erfolgen, vermutlich im Zuge der Hauptdeformation der gesamten Komplexe infolge gewaltigen Drucks, Intrusionen von Pegmatiten, Quarzen, Amphiboliten und ultramafischen Gesteinen. Die dabei entstandenen stehenden, überkippten und Isoklinalfalten bestimmen heute den Landschaftscharakter. Durch das Zusammenspiel von chemischer Verwitterung, fluvialer Abtragung und Umlagerung und Deflation sind viele Nord-Süd-gerichtete Hohlformen (sog. Wannen nach KAISER 1926 a, II, 418 ff.) und langgezogene Rücken entstanden, die enge Beziehungen zu den petrographischen Unterschieden und zum tektonischen Bau des Untergrundes aufweisen. Begünstigend für die Ausbildung der Wannenlandschaften (bzw. Deflationslandschaften) kommt hinzu, daß die vorherrschende Windrichtung meist nur wenig von der Richtung der tektonischen Leitlinien abweicht.

Die Einzelformen der heutigen Küstenlinie sind dadurch bedingt, "daß ein Teil der vorgebildeten Wannenlandschaft unter den Meeresspiegel versenkt ist, und daß zwischen den untergetauchten Wannen befindliche Rücken nun durch die

Meeresbrandung in eine Kliffküste umgewandelt sind, während die untergetauchten Hohlformen durch Verlandung und Versandung mehr und mehr zugeschüttet sind" (KAISER 1926 b, 73 f.)<sup>1</sup>. Im Westen wird die Kliffküste der Lüderitz-Halbinsel mitunter von schmalen in das Gestein eingeschnittenen Buchten unterbrochen.

Die Wirkung der Gezeiten tritt an der SW-afrikanischen Küste in den Hintergrund; die mittlere Fluthöhe beträgt nur knapp 1 m, noch nicht 1/2 m bei Ebbe, 1 1/2 - 2 m bei Springfluten (SCHULTZE-JENA 1907, 6); der Springtidenhub wird an der Namibküste von GIERLOFF-EMDEN (1980, Bd. II, Karte der Gezeitenverhältnisse) mit 1,5 - 1,8 m angegeben.

Das Untersuchungsgebiet liegt innerhalb des südhemisphärischen Hochdruckgürtels. Die Antizyklone über dem Südatlantik verursacht Winde, die aus südlichen Richtungen auf die Küste auftreffen, die jedoch infolge tiefen Luftdrucks über dem Landesinnern zu Südwestwinden abgelenkt werden können. Heftige Süd- und SW-Winde wehen während 10 Monate fast ununterbrochen; im Dezember und Januar sind sie am stärksten; Windgeschwindigkeiten erreichen oft 40 Knoten/h und mehr. Im Juni und Juli werden die niedrigsten Windgeschwindigkeiten registriert; weniger als 50 % der Winde wehen dann aus Süd bis Südwest. Im Juli und August können auch kurzzeitig stärkere Ostwinde vom Hochland herabwehen. - Der durchschnittliche jährliche Niederschlag beträgt bei Lüderitz 17,3 mm, von denen die Hälfte während der Monate März bis Juni fällt<sup>2</sup>. - Die Jahresmitteltemperatur liegt bei etwa 16°C, das mittlere Maximum tritt im Februar mit 22°C und das mittlere Minimum im August mit 10°C auf. - Nebel ist während der Nacht zwischen dem Sonnenuntergang und dem späten Vormittag an der Küste häufig, was sehr zur Verringerung der Sonnenscheindauer beiträgt. Tau-Niederschläge werden mit durchschnittlich 38 mm/a angegeben, d.h. sie sind zweimal so hoch wie die Regenmengen. Die relative Feuchtigkeit sinkt nur im Juni und Juli unter 75 % und beträgt vor allem während des Sommers nachts sehr oft 100 %.

### III. Geländebefunde

#### 1. Große Bucht

Die Große Bucht begrenzt die Lüderitz-Halbinsel im Süden (Abb. 3). Sie ist nach Süden geöffnet. Vom Strand ausgehend können landeinwärts verschiedene Formen und Sedimente beobachtet werden, die Auskunft über die jüngere Entwicklung geben. Die Bucht wird von einem Strandwall aus Sand und Kies mit Mollusken gesäumt, dem Dünen aufsitzen. Sande und Kiese mit zahlreichen Muschel- und Schneckenschalen befinden sich im Untergrund der nördlich angrenzenden ehemaligen Bucht. An der Oberfläche hat sich infolge der Deflation ein Pflaster aus Kies und Mollusken gebildet. Ein größerer Sandkörper, der durch Beachrock im Hangenden gekappt wird, verläuft in Gestalt von zwei parallelen Bändern sichelförmig (mit stärkerer Krümmung als der rezente Strandwall) vom Ost- zum Westrand der ehemaligen Bucht. Die Sande sind feiner als rezente Dünenande (94 % < 0,2 mm Ø); sie sind fossilfrei. Auffällig ist bei zahlreichen Quarzkörpern ein heller Verwitterungsrand, wie er in den Sedimenten aus dem Namib-Kalahari-

<sup>1</sup> SCHULTZE-JENA (1907, 22) vermutet in der Bucht von Angra Pequena (Lüderitzbucht) eine "uralte Talsenke".

<sup>2</sup> Nach WAIBEL (1922, 81) beträgt die Gesamtsumme der sommerlichen Niederschläge 5 mm gegenüber 15 mm Winterregen; in Prozenten der Jahressumme sind dies 90 % Seeregen und 10 % Binnenlandregen.

gebiet nur bei Quarzkörpern auftritt, die ein prä-Holozän-Alter haben. Im Hangenden ändert sich der Habitus dieser Sande; die Verwitterungsrinden werden seltener, andererseits sind abgerollte Bruchstücke von Muschelschalen mitunter zu finden. Zwischen den beiden, durch widerständigen Beachrock gekrönten Wällen, die deutliche Spuren der Erosion durch Brandungswellen zeigen, liegen geringmächtige Kiese und Sande, von Mollusken durchsetzt und an der Oberfläche als Deflationspflaster ausgebildet. Landeinwärts folgen molluskenhaltige Sande und Kiese mit Kies/Mollusken-Deflationspflaster. Eine Gesteinsrippe, die zum größten Teil an der Oberfläche bereits zu einem groben Schutt verwittert ist, zieht halbkreisförmig in etwa gleichem Abstand zu den zuvor beschriebenen Wällen durch die ehemalige Bucht. Der Verwitterungsschutt dieses Walles ist beiderseits der Gesteinsrippe auf die Sedimente gewandert und infolge der Deflation als Steinpflaster ausgebildet. Den inneren Teil der ehemaligen Bucht füllen Sande und Kiese, die geschichtet, häufig von großen Sandrosen durchsetzt und stark molluskenführend sind. Zu den Rändern hin ist eine Stufe ausgebildet, die als Deflationsform gedeutet wird. Der höher gelegene Teil der molluskenführenden Sande und Kiese wird von einem Schutthorizont vor der äolischen (und fluviatilen) Abtragung geschützt, der seinen Ursprung in der Verwitterung der Hanggesteine hat. Auch unterhalb der kleinen Deflationsstufe (d.h. im Niveau der ehemaligen Bucht) liegt Verwitterungsschutt der Hänge. Der Deflationsstufenrand wird nur noch an manchen Stellen, wenn nämlich der schützende Schutthorizont die Stufe nicht ganz bedeckt, rezent zurückverlegt.

Die Deutung der Formen und Sedimente ergibt folgende Entwicklung der Großen Bucht: Eine Deflationsform (= Wanne i.S. KAISERS 1926 a) bestand vor der letzten Kaltzeit. Die Gesteinsrippe wie auch die beiden Beachrock-gekrönten Sandwälle sind Zeugen der prä-letztaltzeitlichen Prozesse. Der Beachrock verkörpert einen Meeresspiegelhochstand, der ca. 2 m über dem rezenten lag; die unter dem Beachrock sedimentierten Sande zeugen von relativ schwachen Winden (im Vergleich zu heute) und Dünenbildung, bevor das Meer transgredierte und die Dünenkämme kappte. Dünenakkumulation, Dünenkappung und Beachrockbildung müssen vor der letztaltzeitlichen Meeresregression erfolgt sein. Die letztaltzeitliche Regression führte zur weiteren Ausgestaltung der Wanne, wobei der Beachrock und die Gesteinsrippe infolge der widerständigen Oberflächen nur geringfügig abgetragen werden konnten. Die Ausgestaltung der Wanne bei relativ niedrigem Meeresspiegel erfolgte bei starken Winden und gelegentlichen Niederschlägen, die für oberirdisch fließendes Wasser und damit Umlagerung des Lokermaterials bzw. eine Verhinderung der Deflationspflasterbildung sorgten. Diese Bedingungen sind für die Kaltzeit anzunehmen. - Die Meerestransgression im Spät- und Postglazial führte bereits vor ca. 7500 aBP zur Überflutung der inneren Bucht zwischen den rahmenden Hängen und den Beachrock/Dünensand-Wällen bzw. der Gesteinsrippe. Vor ca. 7500 aBP hatte der relative Meeresspiegel sein heutiges Niveau erreicht. Die weitere Transgression führte zur Ablagerung der Sande und Kiese nördlich der Gesteinsrippe bis ca. 2 m über das rezente Meeresspiegelniveau. Auch zwischen den parallel verlaufenden Beachrock-Wällen wurden litorale Sedimente abgelagert, ebenfalls ein Hinweis auf einen entsprechend hohen Meeresspiegel. Relativ schnell muß die Verlandung der nach Süden geöffneten Großen Bucht nach 7500 aBP erfolgt sein, denn bereits um 5500 aBP akkumulierten die Sande und Kiese südlich der Beachrock/Dünensand-Wälle. Mit der Verlandung der Bucht durch Strandversetzung, d.h. durch marine Ablagerung geht hier seit ca. 7500 aBP eine Regression des Meeres einher. In dieser Zeit wurden die Schuttdecken über den marinen Sedimenten nahe der umgebenden Hänge sowie beiderseits der Gesteinsrippe abgelagert. Mit sinkendem Meeresspiegel und damit auch sinkendem Grundwasserspiegel in der verlandeten Bucht konnte die Defla-

tion wirksam werden; die Deflationskanten am Rande der ehemaligen Bucht und die Deflationspflaster auf den marinen und Strand-Sedimenten wurden gebildet. Rezent bis subrezent ist der Strandwall mit den aufsitzenden Dünen, der unmittelbar an den Brandungsbereich angrenzt.

## 2. Guano Bay

Die Guano Bay liegt im Nordwesten der Lüderitz-Halbinsel. Sie ist nach Nordwesten zum Meer hin geöffnet (Abb. 3). Folgende Abfolge der Formen und Sedimente lassen sich oberhalb des storm tide level (STL = höchster feststellbarer Spülsaum, vgl. WIENEKE & RUST 1975) landeinwärts beobachten: Nur wenige Dezimeter über dem STL befindet sich das Niveau eines subrezent/rezenten Strandwalls, der aus Strandsanden aufgebaut wird, in die vereinzelt Mollusken-Bruchstücke eingestreut sind; dieser Strandwall wird von bis zu 1,5 m hohen Kupstendünen gekrönt. Molluskenreste haben ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $1175 \pm 85$  aBP (Hv 9879). Parallel zu diesem Strandwall verläuft ein ca. 3 m über NN reichender fossiler Strandwall, der aus Muschelschill - oft in Wechsellagerung mit reinen, äolischen Sanden sowie Kiesen des Brandungsbereichs - aufgebaut wird und ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $3545 \pm 115$  aBP (Hv 9880) hat. Zwischen beiden Strandwällen kann eine seichte Furche verlaufen, in der mitunter das anstehende Gestein aufgeschlossen ist. Landeinwärts schließt sich die subrezente Lagune an, deren Oberfläche aus Salzton besteht und im Niveau des Grundwasserspiegels (= Meeresspiegel) liegt. Die Lagunensedimente bestehen aus sublitoralen Kiesen mit Mollusken, die landeinwärts in äolische Sande überleiten.

Die Formen und Sedimente der Guano Bay zeigen, daß hier ebenfalls eine Wanne im Spät- und Postglazial bei ansteigendem Meeresspiegel teilweise mit Sedimenten ausgefüllt worden ist. Die Sedimentzufuhr war jedoch nicht so groß wie in der Großen Bucht im Süden der Lüderitz-Halbinsel, die offen zur Hauptwindrichtung liegt. In der Guano Bay sedimentierten äolische Sande, die von den vorherrschenden S- und SW-Winden über der Lüderitz-Halbinsel aufgenommen und im Wasser der Guano Bucht abgelagert wurden, und zwar jeweils bis zur Höhe des Meeresspiegels. Vermutlich wurden nach ca. 3000 aBP bei sinkendem relativen Meeresspiegel im Bereich der Lagune wieder die äolischen Sande infolge der Deflation abgetragen, wodurch kleine Geländestufen an den Rändern der ehemaligen Lagune herauspräpariert wurden. Der fossile Strandwall wurde von der äolischen Abtragung nicht erfaßt, da die Brandungsgerölle und Mollusken ein Deflationspflaster bildeten, das vor Winderosion schützte. Dort, wo Sande im Bereich der Geländestufen zwischen Lagune und Strandwall anstehen, ist die Stufe als steile Kante ausgebildet. Bei voranschreitender Meeresregression nach ca. 3000 aBP konnte um oder nach ca. 1000 aBP ein weiterer Strandwall gebildet werden, der von Kupstendünen bedeckt wird, die belegen, daß der relative Meeresspiegel seit ca. 1000 aBP ebenfalls geringfügig gesunken ist.

## 3. Shearwater Bay

Im Norden der Lüderitz-Halbinsel ist die Shearwater Bay nach Norden zum offenen Meer hin geöffnet. Drei Strandwälle säumen die Shearwater Bay; der jüngste Strandwall wird von Kupstendünen bedeckt; ihm schließt sich landeinwärts ein weiterer, durch eine Rinne abgetrennter niedriger Strandwall an. Der dritte Strandwall wird aus Muschelschill und Sand aufgebaut; er erhebt sich bis ca. 3 m über NN und zeigt strandwärts eine Erosionskante. Daran schließt sich nach Süden eine Lagune an, die mit geschichteten, äolisch transportierten Sanden gefüllt ist. Diese Sande entstammen den Verwitterungsprodukten der umgebenden Hänge; sie enthalten in den gröberen Fraktionen (2,0 - 0,63 mm  $\phi$ ) Gesteinsfragmente

und in allen Fraktionen, besonders in den feineren (0,06 - 0,02 mm  $\phi$ ), Gipskristalle. Entlang der Namibküste zwischen Lüderitz im Süden und Terrace Bay (20°00'S, 13°02'E) im Norden werden Gipskristalle nur in Lagunen- und litoralen Sedimenten gefunden, die älter als ca. 3000 aBP sind (vgl. auch RUST 1979; 1980). Die mit einer dünnen Salztonschicht bedeckte subrezente Lagune wird durch eine Stufe, die bogenförmig verläuft, gegen ein höheres älteres Lagunenniveau abgesetzt. Die Sedimente dieser fossilen Lagune bestehen aus einem braunen verwitterten Schutt, der von den Hängen abgespült worden ist und der einen Horizont aus  $\text{SiO}_2$ -Konkretionen aufweist, und im Hangenden aus geschichteten, äolisch transportierten Sanden mit Quarzbruchstücken, auf denen sich an der Oberfläche ein Steinpflaster aus kantigem Quarzschutt gebildet hat. Die Oberfläche der fossilen Lagune entspricht dem Niveau des fossilen Strandwalls (ca. 3 m über NN).

Auch die Shearwater Bay ist eine Wanne, die mit Sedimenten ausgefüllt wurde. Unbekannt ist das Alter des braun verwitterten Schuttes mit  $\text{SiO}_2$ -Konkretionshorizont. Die  $\text{SiO}_2$ -Konkretionen lassen sich der Gruppe der opalinen C-T-Silcretes (Cristobalite-Tridimite i.S. WOPFNERs 1978, 139 f.) zuordnen; ihre Bildung erfolgt unter hypersalinen Bedingungen, die auch für das Ausscheiden von Gips verantwortlich sind.  $\text{SiO}_2$  wurde vermutlich durch stark saline Wasser lateral von den Hängen herangeführt und infolge der Aridität und exzessiven Evaporation ausgeschieden. Diese Prozesse konnten nicht mehr im Holozän ablaufen (vgl. WOPFNER 1978), weshalb ein pleistozänes Alter des Schuttes mit  $\text{SiO}_2$ -Horizont angenommen wird. KAISER (1926 a, II, 294 ff. und 328 f.) hat dünne Kieselkrusten auch noch in den jüngsten (diluvialen) Schuttbildungen beobachtet, die aufgrund der eigenen Untersuchungen ein präholozänes Alter haben. Da weder die obersten Sedimente der fossilen Lagune wie auch die Sande der subrezentten Lagune Hinweise auf litorale Einflüsse (Mollusken, Brandungsgerölle etc.) zeigen, sondern von Süden eingewehte Flugsande sind, wird angenommen, daß mit ansteigendem Meeresspiegel im Lagunenbereich Sande akkumuliert wurden infolge des steigenden Grundwasserspiegels; dies führte zur Durchfeuchtung des Untergrundes und damit zur Bindung des Flugsandes an den feuchten Untergrund. Bis zur Zeit der Bildung des fossilen Strandwalles aus Muschelschill und Sand, der morphologisch dem ca. 3500 aBP-Strandwall der Guano Bay entspricht, wurde südlich desselben Flugsand akkumuliert. Die Gipskristalle in den Sanden der subrezentten Lagune weisen auf ein Alter der Sandeinwehung, das mindestens dem der Strandwallbildung entspricht ( $\geq 3500$  aBP). Demnach besorgte die Deflation, die bei sinkendem Meeresspiegel nach ca. 3000 aBP wieder angreifen konnte, eine teilweise Ausräumung der Sedimente im Bereich der subrezentten Lagune, wodurch die Geländekanten am Rande der subrezentten Lagune gebildet wurden.

Es sei hier darauf hingewiesen, daß die Sturmvogelbucht sich nach Süden nicht in eine ausgedehnte Wanne verlängert (Abb. 2) und sich daher in ihrer Entwicklung von der Shearwater Bay abhebt. Infolge relativ geringer äolischer Sedimentation konnten die Strand- bzw. Nehrungswälle der Sturmvogelbucht (Abb. 3) deren südlichen Teil abtrennen, wodurch dort eine wassergefüllte Lagune entstand, in der bis in die Gegenwart vom Winde transportierte Sande sedimentiert werden.

#### 4. Agate Beach

Fünf Kilometer nördlich von Lüderitz befindet sich der Agate Beach, eine langgestreckte Bucht, die im Süden von Nautilus Hill und im Nordosten von Dünenbedeckten Felsrücken begrenzt wird (Abb. 3). Der nach Nordwesten geöffnete Agate Beach zeigt eine Abfolge verschiedener mariner Strandwälle und Strandterrassen. Der jüngste Strandwall wird von rezenten/subrezentten Kupstendünen

gekrönt; ein fossiler Strandwall verläuft  $\pm$ parallel zum jüngsten Wall durch die Lagune, deren Sedimente aus Mollusken-führenden litoralen Sanden aufgebaut werden. Der dritte Strandwall umgibt die Lagune landwärts; er hat eine Höhe bis ca. 2 m über NN und kann von einem ca. 1 m über NN liegenden Niveau gegen die Lagune abgesetzt sein. Zwei  $^{14}\text{C}$ -Alter von Muscheln aus dem mittleren und dem älteren Strandwall belegen eine Akkumulation der Sedimente innerhalb der Lagune bereits um 7200 aBP im Niveau des heutigen Meeresspiegels und im Niveau von + 2 m um 6200 aBP.

Am Nordhang des Nautilus Hill sind präholozäne Sedimente und Formen zu finden. Über dem Anstehenden liegt im und wenig unter dem rezenten Meeresspiegel ein Beachrock-Horizont, der von großen ( $> 0,5$  m  $\varnothing$ ) marin gerundeten Blöcken bedeckt wird. Beachrock und Strandgerölle tauchen unter gut sortierten feinen Strandwallsanden unter, die eine ca. 4 m-Terrasse bilden. In ca. 6 - 8 m über NN befindet sich eine zweite marine Terrasse. Beide Terrassen sind mit vielen scharfkantigen Bruchstücken und vereinzelt Mollusken bedeckt, die an der Oberfläche der Terrassen ein Deflationspflaster bilden. Beide Terrassen sind durch fluviale Erosion zerschnitten. Die untere marine Terrasse in ca. 4 m über NN zieht in einem weiten Bogen um die Lagune des Agate Beach; teilweise ist sie als Felsterrasse angelegt. Die Beachrock-Bildung, die Höhe der Terrassen über NN sowie die Zerschneidung der Terrassen durch abfließendes Wasser vom Rückhang belegen ein präholozänes Alter dieser Sedimente und Formen.

#### IV. Folgerungen

Transgression und Regression des holozänen Meeresspiegels haben die Deflationsformen an der Küste bei Lüderitz umgestaltet, indem marine Formen geschaffen und marine Sedimente abgelagert wurden. In der Gegenwart wird die Strandlinie nicht verändert. Bei stärkeren Winden wird Sand vom Strand zu den rezenten bis subrezentem, zumeist nur wenige Meter hohen Dünen transportiert. Diese Dünen sitzen subrezentem marinen Sand- und Kiesablagerungen auf, die oft reich an Muscheln sind. An der Guano Bay wurden diese Ablagerungen auf  $1175 \pm 85$  aBP (Hv 9879) datiert. Als ältere Form begleitet an vielen Stellen ein um 3 m hoher fossiler Strandwall die Buchten; an der Guano Bay beträgt das Alter dieser Sturmflutsedimente  $3545 \pm 115$  aBP (Hv 9880). Der Strandwall, der die Lagune des Agate Beach umgibt, wurde auf  $6200 \pm 65$  aBP (Hv 9488) datiert. Aus den Lagunensedimenten liegen  $^{14}\text{C}$ -Daten von  $7220 \pm 400$  aBP (Hv 9881),  $7475 \pm 180$  aBP (Hv 9878) und  $5545 \pm 105$  aBP (Hv 9877) vor. Aus dem Alter der Lagunensedimente ergibt sich, daß die Deflationsformen zur Zeit eines niedrigen Meeresspiegels angelegt wurden und daß seit mindestens 7500 aBP keine weitere Ausgestaltung der Deflationslandschaft erfolgte. Anhand der Profile läßt sich der holozäne Meeresspiegelanstieg datieren (Abb. 4); bereits um 7500 aBP wurden marine Sande und Muscheln im Niveau des heutigen Meeresspiegels abgelagert. Der relative Meeresspiegelanstieg führte vor 6000 aBP zur Bildung der ca. 2 m-Strandterrasse am Agate Beach. Vermutlich stieg der Meeresspiegel noch bis ca. 3500 aBP etwas an, bzw. hielt die Höhe zwischen ca. 6000 aBP und 3500 aBP mehr oder weniger bei, bevor dann nach 3500 aBP der Meeresspiegel auf den heutigen Stand absank. Da die holozänen marinen Lagunensedimente an vielen Stellen von einem Steinpflaster bedeckt werden und da von höher gelegenen Gesteinspartien Schutdecken auf die Lagunensedimente gewandert sind, kann während des Holozäns keine Deflation zur weiteren Aushöhlung der Wannenlandschaft erfolgt sein. Dafür sprechen auch die fehlenden Deflationserscheinungen an den Rändern der Lagunen und Wannen. Die holozänen, mit marinen/litoralen Sedimenten gefüllten Lagunen sind durch Steinpflaster gegen eine äolische Abtragung geschützt.

Zur Zeit des holozänen Meeresspiegelanstiegs herrschten vornehmlich Winde aus südlichen Richtungen. Daher sind in den von der holozänen Transgression betroffenen Wannen unterschiedliche Sedimente abgelagert; die nach Süden geöffneten Buchten sind mit marinen Sanden und Kiesen gefüllt, in denen Muscheln unregelmäßig verteilt sind. Auch weit landeinwärts - wie an der Großen Bucht - befinden sich Muscheln in den transgredierte marinen Sedimenten. Die nach Norden und Nordwesten geöffneten Buchten zeigen nur in Meeresnähe Ablagerungen, die Muscheln führen. Die Sedimente sind dort oft in reine Sand- und Muschelschill-Lagen gegliedert. Landeinwärts findet man in den Lagunen vornehmlich Sande, die jedoch keine Muscheln enthalten; die Lagune der Shearwater Bay zeigt im südlichen Teil über braunem, verwittertem Schutt äolisch in die Lagune eingewehte Sande, die heute von einem Steinpflaster bedeckt werden. Aus den Befunden geht hervor, daß die Süd- und Südwestwinde Sand aus den nach Süden offenen Buchten ausbliesen, andererseits aber Sande in die nach Norden offenen Buchten hineinverfrachteten. Mangelnde Niederschläge führten infolge der selektiven Ausblasung bei sinkendem Meeresspiegel (nach ca. 3500 aBP) schnell zur Ausbildung eines schützenden Steinpflasters, wodurch die über NN gelegenen Lagunensedimente vor der Deflation bewahrt wurden. In den um NN gelegenen Lagunen sorgte der Grundwasserstand für Deflationsschutz, da die Lagunen entweder mit Wasser gefüllt oder feucht oder verkrustet waren.

Ältere marine Strandterrassen sind im Süden des Agate-Strandes ausgebildet. Sie liegen in etwa 4 m und 6-8 m über NN. Diese Strandterrassen werden von einer Schuttdecke überzogen; die Sande sind fossilfrei, vermutlich infolge der Auflösung des  $\text{CaCO}_3$  durch Niederschlagswasser. Auch sind die Strandterrassen fluvial zerschnitten; nach ihrer Anlage konnte während niederschlagsreicherer Zeiten das von den Felshängen herabfließende Wasser einen Teil der Strandterrassen abtragen. Diese ältesten Strandterrassen bei Lüderitz sind nur dort erhalten, wo sie durch Bergrücken vor der abtragenden Wirkung der Süd- und Südwestwinde geschützt wurden.

Aus der Anlage und der marinen Sedimentation in den küstennahen Wannen ergibt sich ein Alter der Deflation, das prä-Holozän sein muß. Starke Winde, ein niedriger Meeresspiegel und Niederschläge, die zur Aufbereitung des Materials notwendig sind, müssen daher für das letzte Hochglazial angenommen werden. Bereits KAISER (1926 a) forderte für die Entstehung der Wannenlandschaft aufgrund seiner intensiven Studien und guten Kenntnis des Gebietes einerseits starke Winde und andererseits Niederschläge; KAISER jedoch glaubte, daß sich windreiche und regenreiche Zeiten abwechselten. Wahrscheinlicher aber ist, daß wind- und niederschlagsreichere Klimaabschnitte (im Vergleich zu heute) zum letzten Mal im Hochglazial bestanden haben. Dafür sprechen alle - auch die von KAISER beschriebenen - Beobachtungen.

Außerdem muß erwähnt werden, daß die Anlage der Wannen-Namib nicht das Ergebnis des Jungquartärs mit seinen Klimaveränderungen ist, sondern daß diese Deflationslandschaft seit dem Tertiär (Miozän) gebildet wurde.

Unter Transgression versteht man eine landwärtige Verlagerung der Küstenlinie, unter Regression eine seewärtige Verlagerung derselben. Die Küstenlinie bleibt ohne Akkumulation oder Erosion bei stabilem Meeresspiegel geographisch stationär (CURRAY 1964). Ein ansteigender relativer Meeresspiegel resultiert in der Regel in einer Transgression, jedoch kann eine hohe Akkumulationsrate diese Tendenz außer Kraft setzen und zu einer Regression führen. In gleicher Weise kann ein fallender relativer Meeresspiegel, der gewöhnlich eine Regression bewirkt, bei starker Erosion und fehlender Akkumulation zu einem überdurchschnittlich schnellen Zurückweichen der Küstenlinie führen. In der Abb. 5 sind in



einem Diagramm relative Meeresspiegelschwankungen in Abhängigkeit von Akkumulation und Erosion schematisch dargestellt (nach CURRAY 1964). In das Diagramm ist die Verschiebung der Strandlinie für verschiedene Buchten bei Lüderitz eingezeichnet. Am Agate Beach transgrediert das Meer zwischen 7200 aBP und 6200 aBP; nach 6200 aBP setzt die Regression ein, vermutlich beginnt sie erst nach 3500 aBP. Diese Entwicklung von Transgression und Regression am Agate Beach wird durch eine geringe Akkumulationsrate bedingt, da die Bucht relativ windgeschützt nördlich des Nautilus Hill liegt. Ganz anders ist die Entwicklung an der Großen Bucht abgelaufen. Prä-7400 aBP transgredierte das Meer; die nach Süden geöffnete Bucht verlandet durch marine Anlagerung (Strandversetzung, vgl. KAISER 1926 a). Damit schiebt sich der Strand in dieser Bucht rasch gegen das Meer vor. Die nach Norden geöffneten Buchten (Shearwater Bay, Guano Bay) versanden durch Absatz des vom Festlande durch den Wind in die Buchten eingetriebenen Materials (KAISER 1926 a); vermutlich beginnt dieser Vorgang vor über 7500 aBP und führt seit ca. 7000 aBP zur Regression des Meeres in den versandenden Buchten. Diese bereits von KAISER (1926 a) beschriebenen Vorgänge werden durch die sedimentologischen Beobachtungen und die absoluten Daten bestätigt. Die nach Süden geöffneten Buchten sind mit marinen, muschelführenden Sedimenten, die nach Norden geöffneten Buchten mit umgelagerten Sanden, die zwar im Meer und/oder im Lagunenbereich sedimentiert wurden, im wesentlichen aber nicht muschelführend sind, angefüllt. Aus dem Diagramm wird ersichtlich, daß zwischen ca. 8000 und 6000 aBP gleichzeitig in einem eng umgrenzten Gebiet Transgression und Regression möglich und somit vom ansteigenden bzw. fallenden eustatischen Meeresspiegel unabhängig sind. Der absinkende eustatische Meeresspiegel nach ca. 3000 aBP führte zu einer schwachen Reaktivierung der Deflationsprozesse in den Lagunengebieten.

In Abb. 6 werden die  $^{14}\text{C}$ -Daten der Sedimente bei Lüderitz benützt, um eine Kurve der relativen Meeresspiegelschwankungen im Holozän zu rekonstruieren. Gleichzeitig werden Befunde aus anderen Gebieten dargestellt. Interessant ist die Tatsache, daß bei Lüderitz bereits um 7500 aBP der relative Meeresspiegel das heutige Niveau erreichte, auch wenn wir für die Namib-Küste im Holozän eine geringe isostatische Heraushebung annehmen (vgl. CORNEN et al. 1977).

## V. Diskussion der Befunde

Die holozäne Meerestransgression (Flandrische Transgression) erlaubt aufgrund der Beobachtungen bei Lüderitz nur dann allgemeinere Aussagen über jungquartäre Meeresspiegeländerungen, wenn folgende Faktoren abgeschätzt werden können:

- (1) Jungquartäre Veränderungen des Tidenhubs,
- (2) Jungquartäre Veränderungen infolge hydro-isostatischer Bewegungen im Lüderitzer Küstenbereich,
- (3) Jungquartäre Veränderungen infolge epirogenetischer Bewegungen an der südwestafrikanischen Küste (Neotektonik) und
- (4) Jungquartäre Veränderungen infolge Deformation des Geoids im Bereich von Südwafrika.

Zu 1: Der südwestafrikanische Küstenverlauf und die Konfiguration der Küste, das submarine Relief vor der südwestafrikanischen Küste (vgl. EMBLEY et al. 1980) sowie fehlende Inseln, Buchten bzw. großräumige Richtungsänderungen der Küstenlinie deuten darauf, daß jungquartäre Änderungen des Tidenhubs keine hohen Werte erreicht haben. Die Lage des Raumes im Bereich der vorherrschenden Passatwinde und zu der südatlantischen Antizyklone, die sich beide im Jungquar-

tär nur wenig verlagert haben, weisen ebenfalls auf wenig veränderte Tidenhubverhältnisse im Spätglazial.

Zu 2: Hydro-isostatische Bewegungen, die vor allem aus Gebieten mit großen Schelfbereichen bekannt sind, können für den betrachteten Raum ausgeschlossen werden, da nur eine schmale Schelfzone die südwestafrikanische Küste begleitet, die zudem rasch auf Tiefen unter - 150 m abtaucht (vgl. EMBLEY et al. 1980: Fig. 3; NEWMAN et al. 1981).

Zu 3: Die südwestafrikanische Küstenregion wird von proterozoischen Gesteinen aufgebaut, die seit Bildung des Südatlantiks (Wende Jura/Kreide) keine wesentlichen tektonischen und/oder orogenetischen Beanspruchungen erfahren haben; sie liegt außerhalb der känozoischen Zonen verstärkter vulkanischer und Erdbeben-tätigkeit. Epirogenetische Bewegungen sind für die südwestafrikanische, vor allem aber für die angolanische (GIRESE et al. 1976) Küste nachgewiesen. Das Untersuchungsgebiet liegt nach CORNEN et al. (1977) im Bereich einer positiven epirogenetischen Zone während des Holozäns. Unter der Annahme, daß die epirogenetische Hebung nicht nur im Holozän, sondern bereits seit dem Spätpleistozän andauert, können die marinen Strandterrassen des Isotopen-Stadiums 5e (ca. 125 000 aBP = Eem I) Aussagen über die epirogenetischen Hebungsbeträge der südwestafrikanischen Küste machen. Für die südafrikanischen Küstengebiete beschreibt DAVIES (1980, 164) "a fairly constant uplift without sharp reversals of the trend". Wenngleich die Diskussion über einen innerwürmzeitlichen Meeresspiegelhochstand (+ 2 m und mehr über NN) an der südwestafrikanischen Küste noch nicht abgeschlossen ist (vgl. HEINE 1982; RUST et al. 1984) sowie eines Hochstandes (+ 12 - 15 m) zwischen Eem I und Würm I (DAVIES 1980), so erscheint eine marine Terrasse, die bei Terrace Bay/Skelettküste ca. 3 m über STL (HEINE 1982) und die bei Mile 4 und Mile 30 (nördlich Swakopmund) ca. 2 m über STL (RUST 1980) liegt, dem Eem anzugehören. Dafür sprechen weniger die  $^{14}\text{C}$ -Daten, die ca. 26 000 aBP ergaben (HEINE 1982; RUST 1980, sondern die morphologischen und sedimentologischen Befunde, wie auch die mögliche Korrelation mit Eem I-Strandterrassen des südlichen Afrika, die DAVIES (1980) beschreibt. Die Eem I-Strandterrassen an der südwestafrikanischen Küste befinden sich zwischen 2 - 8 m über STL: an der Skelettküste ca. 3 m, bei Swakopmund ca. 2 m, bei Lüderitz ca. 4 - 6 m. Neotektonische Bewegungen müssen daher geringere Hebungen des Küstenraumes bei Lüderitz und der angrenzenden Namibküste bewirkt haben als im Bereich der Kapküsten (DAVIES 1980). Vorsichtige Berechnungen für holozäne epirogenetische Bewegungen der Küste bei Lüderitz ergeben Werte von  $\leq 0,5$  m.

Zu 4: Über jungquartäre Veränderungen des Geoids liegen bisher nur wenig Beobachtungen und Berechnungen vor. Graphische Darstellungen der Erdoberfläche in Jahrtausendintervallen für den Zeitraum 0 - 12 000 aBP (NEWMAN et al. 1981) zeigen, daß das südliche Afrika ein Gebiet besonders geringer geoidaler Veränderungen gewesen ist; jedoch ist auch die Datenbasis hier recht spärlich.

Aufgrund der vorangegangenen Erörterungen dürfen wir annehmen, daß die holozänen Meeresspiegelschwankungen bei Lüderitz folgenden allgemeinen weltweiten Trend erkennen lassen: Der relative Meeresspiegel steigt rasch bis zum rezenten Meeresspiegelniveau an, das um 7400 - 7000 aBP erreicht wird; ein weiterer Anstieg erfolgt bis ca. 6000 aBP auf + 2 m; zwischen 6000 und ca. 3000 aBP ist das holozäne Maximum mit mindestens + 2 m; zwischen 3000 aBP und ca. 1000 aBP sinkt der Meeresspiegel auf das heutige Niveau. Bei einer möglichen Korrektur von  $0,5 \text{ m}/10\,000 \text{ a}$  als Folge epirogenetischer Hebung würde sich ein postglazialer absoluter Meeresspiegelanstieg zwischen ca. 6000 und 3000 aBP auf ca. + 2 m ergeben. Damit fügen sich die Ergebnisse recht gut ein in unsere derzeiti-

gen Rekonstruktionen der Deglaziationsphase während des Holozäns (RUDDIMAN et al. 1985). Die Befunde stimmen ebenfalls mit Ergebnissen überein, die die Langebaan Lagoon (ca. 100 km nördlich Kapstadt) betreffen (+ 3 m Meeresspiegel um 5500 - 2000 aBP, FLEMMING 1977) und auch für Nordwestafrika (DELBRIAS et al. 1977) und die Küsten Ghanas (STREIF 1983) beschrieben werden. Im Spencer Gulf/Südaustralien (HAILS et al. 1984) wurde unter ähnlichen geoidalen, tektonischen/epirogenetischen und hydro-isostatischen Voraussetzungen das rezente Meeresspiegelniveau um 6600 aBP erreicht, und zwischen 6000 und 1700 aBP befand sich der relative Meeresspiegel über + 2,5 m über NN. Das anschließende Fallen des relativen Meeresspiegels im Spencer Gulf wird von BELPERIO et al. (1984) mit lokaler tektonischer Hebung erklärt. Die Ergebnisse der Namibküste bei Lüderitz zeigen, daß BELPERIO et al. (1984) für die jüngsten Meeresspiegelschwankungen (Absenkung um 2,5 m) nicht tektonische Erklärungen heranziehen müssen.

#### Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für finanzielle Unterstützung meiner Arbeiten zur jungquartären Klima- und Landschaftsgeschichte im südlichen Afrika. Herrn Professor Dr. M.A. Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung in Hannover) bin ich zu Dank verpflichtet für zahlreiche  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen und anregende Diskussionen. Frau A. Dyck (Museum Lüderitz) danke ich für vielerlei Beistand.

#### Kurzfassung

Bei Lüderitzbucht ist die Namib eine Deflationslandschaft (Wannennamib). Transgression und Regression des Meeres haben im Holozän die Nord-Süd-gerichteten Hohlformen umgestaltet; marine Formen wurden geschaffen und marine sowie terrestrische Sedimente wurden abgelagert. Aus dem Alter der Sedimente in Buchten und Lagunen ergibt sich, daß die Deflationsformen zur Zeit eines niedrigen Meeresspiegels angelegt wurden und daß seit mindestens 7500 BP keine weitere Ausgestaltung der Deflationslandschaft mehr erfolgte. Bereits um 7500 BP hatte der relative Meeresspiegel das heutige Niveau erreicht. Die rekonstruierten relativen Meeresspiegelschwankungen in Abhängigkeit von Akkumulation und Erosion belegen für die Küsten bei Lüderitzbucht, daß im Holozän Transgression und Regression an verschiedenen Küstenabschnitten zeitgleich auftreten konnten. Das Beispiel zeigt, wie vorsichtig bei der Rekonstruktion von holozänen Meeresspiegelschwankungen vorgegangen werden muß.

#### Abstract

Near Lüderitzbuch the Namib is a deflation landscape ("Wannennamib"). During the Holocene, transgression and regression of the sea have modified the North-South aligned deflation hollows and depressed pans. Marine forms developed and marine as well as terrestrial sediments accumulated. The age of the sediments of the bays and lagoons give evidence that the deflation hollows developed during phases with low sea level. At least since 7.500 BP no further formation of the deflation hollows occurred. At about this time the relative sea level already had its present level. The reconstructed relative sea level oscillations in relation to accumulation and erosion show that during the Holocene near Lüderitzbucht marine transgression and regression could occur simultaneously at different coastal sections. This Holocene record demonstrates that reconstructions of Holocene sea level fluctuations must be done in a very careful way.

## Literatur

- BELPERIO, A.P., J.R. HAILS, V.A. GOSTIN & H.A. POLACH (1984): The stratigraphy of coastal carbonate banks and Holocene sea levels of northern Spencer Gulf, South Australia. - *Marine Geology* 61: 297-313.
- BLOOM, A.L. (1983): Sea Level and Coastal Changes. - In: *Late-Quaternary Environments of the United States, Vol. 2: The Holocene*, H.E. WRIGHT, Jr. (ed.), University of Minnesota Press - Minneapolis, 42-51.
- CHAPPELL, J. (1983): Evidence for smoothly falling sea level relative to north Queensland, Australia, during the past 6,000 yr. - *Nature* 302: 406-408.
- CLARK, J.A., W.E. FARRELL & W.P. PELTIER (1978): Global Changes in Post-glacial Sea Level: A Numerical Calculation. - *Quaternary Research* 9: 265-287.
- CORNEN, G., P. GIRESE, G. KOUYOUMONTZAKIS & G.C. MOGUEDET (1977): La fin de la transgression Holocène sur les littoraux Atlantiques d'Afrique équatoriale et australe (Gabon, Congo, Angola, Sao Thomé, Annobon), Rôles eustatiques et neotectonique. - *Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr. Bull. Liaison, Sénégal* 50: 59-83.
- CURRAY, J.R. (1964): Transgressions and regressions. - In: *Papers in Marine Geology*, R.L. MILLER (ed.), Shepard Commem. Vol., McMillan - New York, N.Y., 175-203.
- DAVIES, O. (1980): Last interglacial shorelines in the South Cape. - *Palaeont. afr.* 23: 153-171.
- DELIBRIAS, G., L. ORTLIEB & N. PETIT-MAIRE (1977): Le Littoral Ouest-Saharien: Nouvelles Dates  $^{14}\text{C}$ . - In: *Recherches françaises sur le Quaternaire, INQUA 1977, Suppl. Bull. AFEQ, 1977-1*, 50: 203-204.
- EMBLEY, R.W. & J.J. MORLEY (1980): Quaternary Sedimentation and Paleoenvironmental Studies off Namibia (South-West Africa). - *Marine Geology* 36: 183-204.
- FLEMMING, B.W. (1977): Langebaan Lagoon: A mixed carbonate-siliclastic tidal environment in a semi-arid climate. - *Sedimentary Geology* 18: 61-95.
- GEYH, M.A., H.-R. KUDRASS & H. STREIF (1979): Sea-level changes during the late Pleistocene and Holocene in the Strait of Malacca. - *Nature* 278: 441-443.
- GIERLOFF-EMDEN, H.-G. (1980): *Geographie des Meeres. Ozeane und Küsten. Bd. I u. II.* - de Gruyter, Berlin - New York.
- GIRESE, P., G. KOUYOUMONTZAKIS & G. DELIBRIAS (1976): La transgression finiholocène en Angola, aspects chronologique, eustatique, paléoclimatique et épirogenique. - *C.R.Acad.Sc. Paris* 283 (série D): 373-389.
- HAILS, J.R., A.P. BELPERIO & V.A. GOSTIN (1984): Quaternary sea levels, northern Spencer Gulf, Australia. - *Marine Geology* 61: 373-389.
- HEINE, K. (1982): The main stages of the Late Quaternary evolution of the Kalahari region, Southern Africa. - *Palaeoecology of Africa* 15: 53-76.
- KAISER, E. (1926 a): *Die Diamantenwüste Südwestafrikas.* - 2 Bde., Reimer - Berlin.

- ders. (1926 b): Höhenschichten-Karte der Deflationslandschaft in der Namib Südwestafrikas und ihrer Umgebung. - Mitt.Geogr.Ges. München XIX(2): 38-75.
- KIDSON, C. (1982): Sea level changes in the Holocene. - Quaternary Science Reviews 1: 121-151.
- MAY, J.A., R.K. YEO & J.E. WARME (1984): Eustatic control on synchronous stratigraphic development: Cretaceous and Eocene coastal basins along an active margin. - Sedimentary Geology 40: 131-149.
- MÖRNER, N.-A. (1981): Eustasy, palaeogeodesy and glacial volume changes. - IAHS Publ. no 131: 277-280.
- NEWMAN, W.S., L.F. MARCUS & R.R. PARDI (1981): Palaeogeodesy: late Quaternary geoidal configurations as determined by ancient sea levels. - IAHS Publ. no. 131: 263-275.
- PETERS, W.H., ed. (1979): Lüderitz and Environs. A Study in Conservation. - School of Architecture, University of Natal, Durban.
- RUDDIMAN, W.F. & J.-C. DUPLESSY (1985): Conference on the Last Deglaciation: Timing and Mechanism. - Quaternary Research 23: 1-17.
- RUST, U. (1979): Über Konvergenzen im Wüstenrelief am Beispiel der südwestafrikanischen Namibwüste (Skelettküste und Zentrale Namib). - Mitt.Geogr. Ges. München 64: 201-216.
- ders. (1980): Models in Geomorphology - Quaternary Evolution of the Actual Relief Pattern of Coastal Central and Northern Namib Desert. - Palaeont. afr. 23: 173-184.
- RUST, U., H.H. SCHMIDT & K.R. DIETZ (1984): Palaeoenvironments of the present day arid south western Africa 30 000 - 5000 BP: Results and problems. - Palaeoecology of Africa 16: 109-148.
- SCHULTZE-JENA, L. (1907): Aus Namaland und Kalahari. - Gustav Fischer, Jena.
- STREIF, H. (1983): Die holozäne Entwicklung und Geomorphologie der Küstenzone von Ghana. - Essener Geogr. Arb. 6: 1-27.
- TOOLEY, M.J. (1985): Sea levels. - Progress Phys. Geogr. 9(1): 113-120.
- WAIBEL, L. (1922): Winterregen in Deutsch-Südwest-Afrika. - Hamburgische Universität, Abh. aus dem Gebiet d. Auslandskunde 9, Reihe C (Naturwiss.) 4, Friederichsen - Hamburg, 1-112.
- WIENEKE, F. & U. RUST (1975): Zur relativen und absoluten Geochronologie der Reliefentwicklung an der Küste des mittleren Südwestafrika. - Eiszeitalter u. Gegenwart 26: 241-250.
- WOPFNER, H. (1978): Silcretes of Northern South Australia and Adjacent Regions. - In: Silcrete in Australia, T. LANGFORD-SMITH (ed.), University of New England Press (Australia), 93-141.

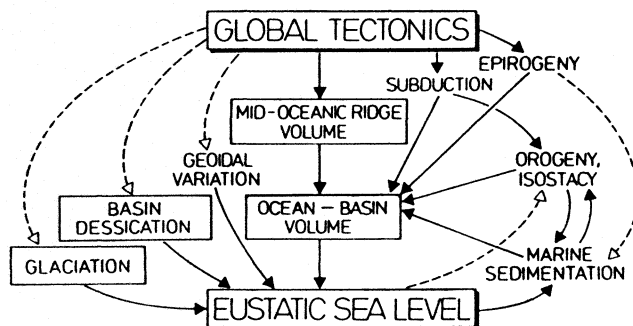


Fig. 1: Wirkungsschema der Faktoren, die eustatische Meeresspiegeländerungen bedingen (nach MAY et al. 1984, 132). Die dominierenden Faktoren für Volumenänderungen der Ozeanbecken und der globalen Hydrosphäre sind eingerahmt. Die globalen tektonischen Prozesse beeinflussen das gesamte System, entweder direkt (dunkle Pfeile) oder indirekt (offene Pfeile).

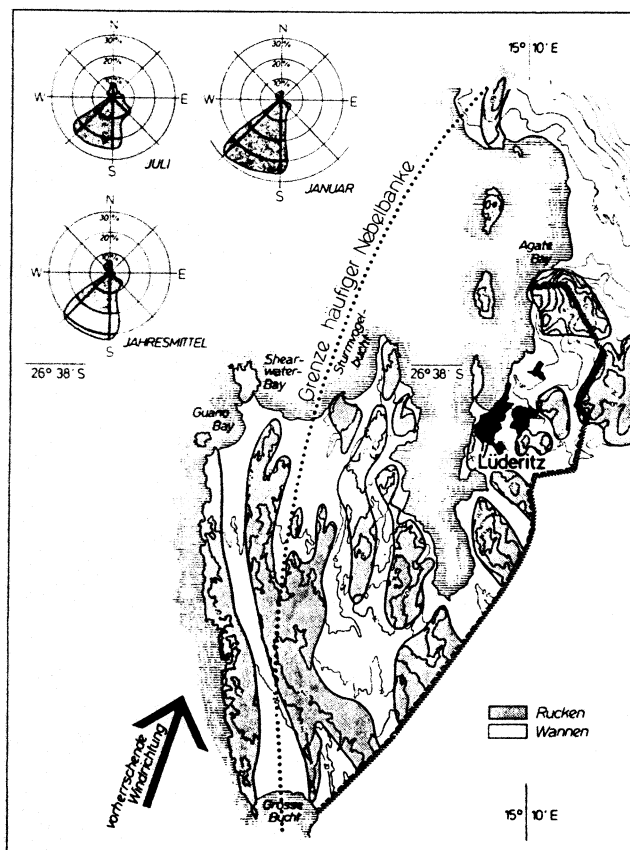


Fig. 2: Die Lüderitz-Halbinsel: Deflationslandschaft mit Rücken und Wannen. Windrosen. Nach PETERS, 1979, z.T. ergänzt.

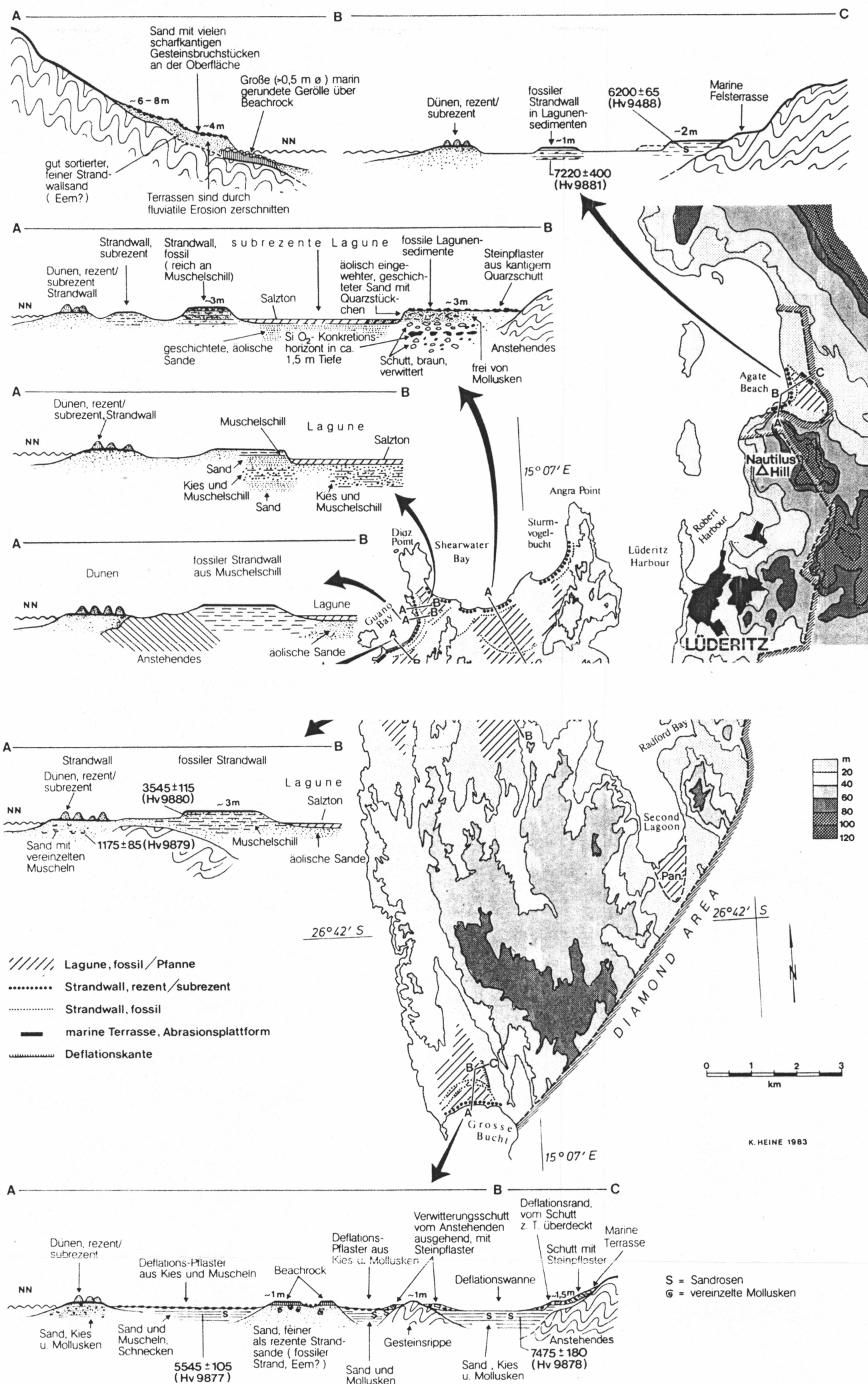


Fig. 3: Profilschnitte zur holozänen Küstenentwicklung bei Lüderitz. Erläuterungen im Text.

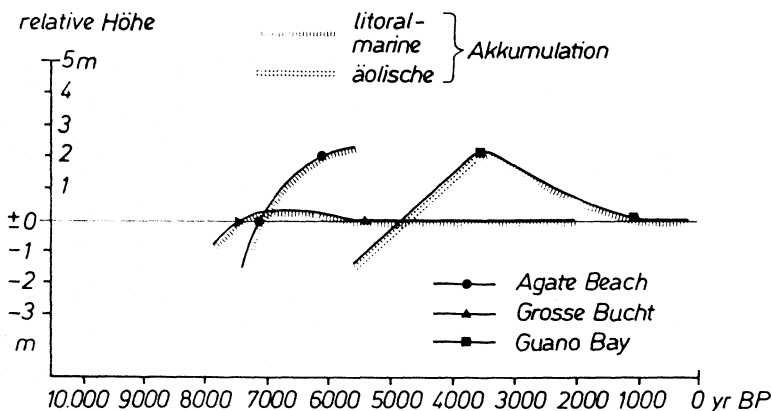


Fig. 4: Kurven der relativen Meeresspiegeländerungen für drei Buchten bei Luderitz

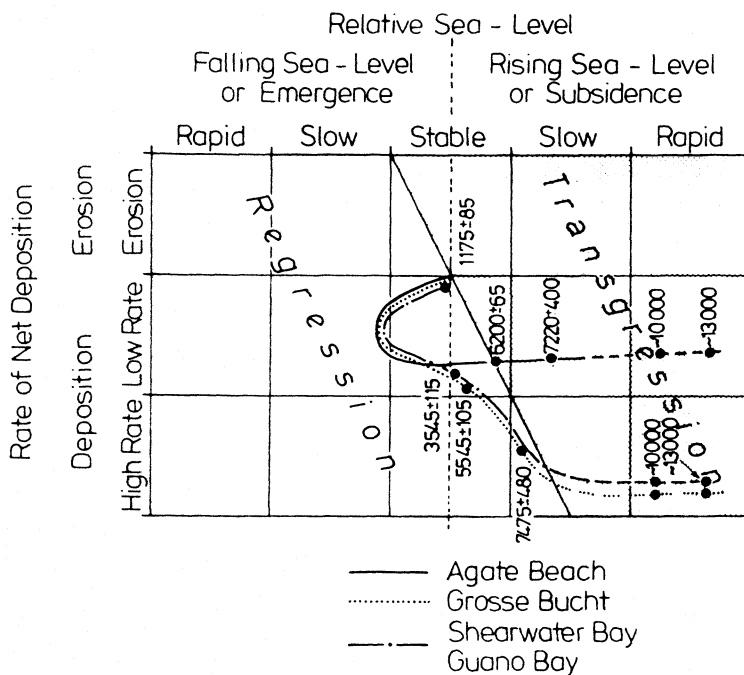


Fig. 5: Wirkungsschema der Rate relativer Meeresspiegeländerungen und der lokalen Sedimentationsrate hinsichtlich lateraler Verschiebungen der Küstenlinie (nach CURRAY 1964, 177) für ausgewählte Buchten bei Luderitz



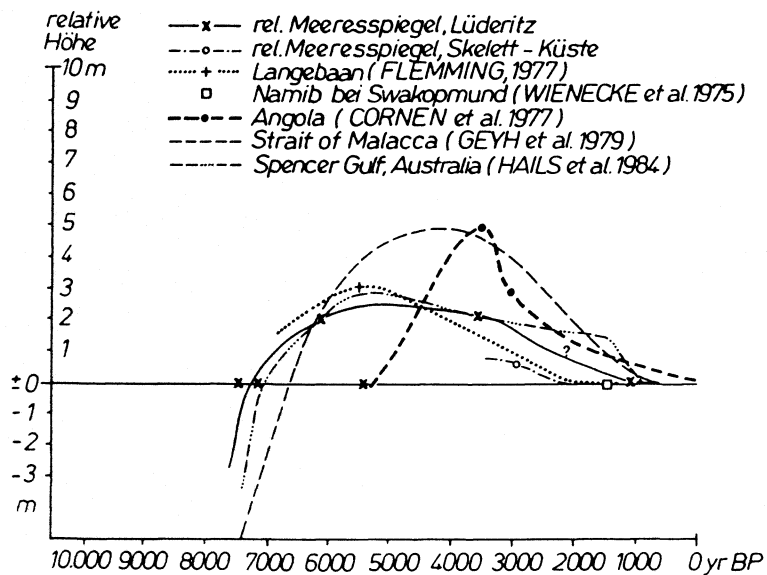


Fig. 6: Holozäne relative Meeresspiegelschwankungen bei Lüderitz im Vergleich mit einigen ausgewählten anderen Gebieten der Erde