

**SEDIMENTATIONS-GESCHICHTE DER BERMUDA NORTH LAGOON  
IM HOLOZÄN**

**Teil I**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fachbereiche  
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von  
Gerhard Kuhn  
aus Paderborn

Göttingen 1984

© 1984 by Gerhard Kuhn

Geologisch-Paläontologisches Institut  
der Universität Göttingen  
Goldschmidtstr. 3  
D-3400 Göttingen

Im Selbstverlag des Autors

D 7

Referent: Professor Dr. D. Meischner

Korreferent: Professor Dr. J. Schneider

Tag der mündlichen Prüfung: Freitag, den 13. Juli 1984

## S u m m a r y

Holocene sediments of the North Lagoon, Bermuda, were studied with shallow seismic reflection profiles (200 km CSP-survey, UNIBOOM-system) and vibration coring (40 sediment cores, pneumatic vibration corer, MEISCHNER et al., 1981).

### Seismic Stratigraphy

Four seismic sequences are distinguishable by seismic stratigraphy. All seismic sequences correspond to depositional sequences built up during high sea levels in interglacial times. The seismic sequences are separated by unconformities which are often strongly reflective and correspond to emersion planes during glacial phases. The upper sequence (sequence 4) is related to Holocene sediments. The pre-Holocene bedrock is divided into three different seismic sequences (KUHN et al., 1981):

Sequence 1: oldest Pleistocene sequence (pre-Sangamon sea-level highstands), upper boundary with levelled relief (lower boundary not discernible), composed of strongly cemented carbonate sediments, forms the bedrock below Three Hill Shoals

Sequence 2: Sangamon (125 ky sea-level highstand), distinct surface morphology, forms the bedrock of a large area below Holocene sediments, Holocene reefs grew up on elevations of the sequence 2 surface, the Holocene reef rim was developed on an elevated rim of sequence 2

Sequence 3: youngest Pleistocene sequence (Sangamon, 105 and 85 ky sea-level highstands lower than recent), deposited mainly in depressions of the bedrock deeper than -15 m below recent Mean Sea Level, levelling the older relief, peat sedimentation in places

The distribution of recent reef areas and lagoonal basins is strongly controlled by pre-Holocene topography and geology of the bedrock.

During the Holocene approx.  $1050 \times 10^6 \text{ m}^3$  of carbonate sediments were deposited in the North Lagoon ( $290 \text{ km}^2$ ) and approx.  $1350 \times 10^6 \text{ m}^3$  in the reef rim area ( $170 \text{ km}^2$ ).

### Sedimentology

There are no larger oscillations of the Holocene sea level identifiable in the sedimentological record.

The pre-Holocene topography was gradually drowned during the Holocene sea-level rise. At first, the depositional depressions were separated and landlocked. Fresh water peat marshes, fresh water ponds, marine ponds and bays were formed. With rising sea level, the land barriers were more and more eroded, drowned and lost their influence on the back-barrier sedimentation area. Autochthonous and allochthonous peat, lime gyttja and carbonate mud are a typical transgressive back-barrier sediment sequence.

After destruction of the barrier, the depositional milieu changed from restricted marine to normal marine, open lagoonal. Sea-grass sediments and nearly mud-free carbonate sand were deposited in shallow water in an exposed environment. Hydrodynamic energy decreases with increasing water depth in the lagoonal basin. A more densely growing reef rim and intralagoonal reef growth added to the protection of the deeper lagoonal floors. Fine-grained sediments were deposited in this environment. They are distributed over a large area of the North Lagoon and form the top of the transgressive lagoonal sediment sequence.

Holocene reefs mainly developed on rises of the pre-Holocene surface. In the early Holocene, solid reef build-ups were able to keep up with the rapid rise of sea level. Sand pockets in the reefs were left behind and filled up mainly in the later Holocene. The percentage of fine-grained sediments, produced and resuspended in the reef rim and deposited in the near lagoonal back-reef zone, increased during the Holocene.

Two models of Holocene sedimentation in a depression and on an elevation of the pre-Holocene surface illustrate the dependence of vertical facies gradation on pre-Holocene topography.

Trends of the mostly polymodal grain-size distributions of the Holocene sediments are a coarsening-upward in the back-barrier and a fining-upward in the lagoonal sediment sequences. Change in the composition of the molluscan fauna in the Holocene sediments (particle size > 2000  $\mu\text{m}$ ) is an indication for facies changes. Gastropods are abundant in the basal back-barrier sediments. Bivalves are rare and their diversity is low. Sea-grass sediments contain Codakia orbicularis and Astraea phoebia shells. In the sheltered lagoonal environment shell fragments > 2000  $\mu\text{m}$  become rare, common species are Gouldia cerina, Pitar fulminata and Finella sp. (approx. 1000  $\mu\text{m}$ ). Fine-grained reef-rim derived sediments differ from lagoonal sediments by a higher percentage of Homotrema rubrum fragments and Alcyonaria spicules.

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde von Prof. Dr. D. Meischner angeregt und betreut. Für seine Unterstützung und die Teilnahme an sämtlichen Geländearbeiten möchte ich ihm herzlich danken.

Dr. H. Torunski, Dipl.-Geol. R. Jung, Dipl.-Geol. P. Schlie, H. Rumpel, F. Blaume und J. Welbers halfen bei den Geländearbeiten auf Bermuda. U. Meliß und S. Geisendorf übernahmen einen Teil der Probenaufbereitung und der Siebanalysen.

Herr Dr. H. Erlenkeuser, Inst. für Reine und Angewandte Kernphysik, Univ. Kiel, gab durch seine  $^{14}\text{C}$ -Datierungen wertvolle Informationen über das Alter der Sedimente.

Für ihre Gastfreundlichkeit und für ihre vielfältige Hilfe danke ich dem Direktor der Bermuda Biological Station, Dr. W. Sterrer, und allen Angestellten und Mitarbeitern der Station.

Bei allen, die meine Arbeit durch Rat und Tat förderten, möchte ich mich herzlich bedanken. Mein besonderer Dank gilt meiner Frau, Elisabeth, für ihr Verständnis und ihre tatkräftige Unterstützung bei der Fertigstellung der Arbeit.

Ich danke der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeit als Teil des Forschungsprogramms "Sedimentation und Riffwachstum auf der Bermuda Plattform, gesteuert durch Spiegelschwankungen des Weltmeeres" ("Meeresspiegel Bermuda" Az. Me 267/18 bis 20 und "Bermuda Atoll" Az. Me 267/25) unter Leitung von Prof. Dr. D. Meischner finanziell unterstützten.

# INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Einleitung	1
2. Die Bermuda Plattform	2
2.1. Geographie	2
2.2. Klima und Ozeanographie	3
2.2.1. Luft- und Wassertemperaturen	4
2.2.2. Salinitäten	5
2.2.3. Wind- und Wellenrichtung	6
2.2.4. Gezeiten und Wasserströmung	6
2.3. Geologie und Erforschungsgeschichte	8
2.3.1. Karbonatsedimente, Riffe, Theorien zur Atollentstehung	8
2.3.2. Pleistozäne Stratigraphie	12
2.3.3. Pleistozäne Terrassen	13
2.3.4. Magmatisches Basement	13
3. Reflexionsseismik, seismische Stratigraphie	15
3.1. Frühere seismische Untersuchungen auf der Bermuda Plattform	16
3.2. Die reflexionsseismischen Profile	17
3.3. Der pleistozäne Untergrund	18
3.3.1. Sequenz 1	18
3.3.2. Sequenz 2	19
3.3.3. Sequenz 3	20
3.3.4. Geologie der pleistozänen Sequenzen	21
3.4. Präholozäne Topographie und holozäne Sedimente	24
3.5. Das Holozän (Sequenz 4)	26
3.5.1. Seismische Analyse	26
3.5.2. Reef Front Terrace	27
3.5.3. Saumriff	28
3.5.4. North Lagoon	30
3.5.4.1. Shoals	30
3.5.4.2. Patch Reefs	32
3.5.4.3. Oculina-Millepora-Madracis Riffe	33

	Seite
3.5.4.4. Küstensaumriffe	34
3.5.4.5. Sedimente des Lagunenbodens	34
3.5.4.6. Physiographische Provinzen der North Lagoon	35
3.5.5. Volumen der holozänen Sedimente	35
4. Sedimentologie	38
4.1. Erforschungsgeschichte der Sedimente	38
4.2. Sedimentkerne und Proben der Sedimentoberfläche	42
4.3. Sedimente des pleistozänen Untergrundes	42
4.3.1. Pleistozäne Karbonatsande	42
4.3.2. Pleistozäne Torfe	45
4.3.3. Böden	46
4.3.4. Grenze Holozän/Pleistozän	48
4.4. Holozäne Sedimente	48
4.4.1. Basis des Holozäns	49
4.4.2. Organogene Süß- und Brackwassersedimente	50
4.4.2.1. Torfe	50
4.4.2.2. Torfmudden	51
4.4.2.3. Karbonatgyttjen	52
4.4.3. Back Barrier Karbonate	54
4.4.4. Karbonatsedimente im vollmarinen, lagunären Milieu	57
4.4.4.1. Strandsande	58
4.4.4.2. Sublitorale Flachwassersande	59
4.4.4.3. Sedimente der Seegraswiesen	60
4.4.4.4. Sande des offenen, exponierten Lagunenbodens	64
4.4.4.5. Tonige und siltige Sande des tieferen, geschützten Lagunenbodens	65
4.4.4.6. Siltige Sedimente der backreef Zone	68
4.4.4.7. Sande des Saumriffs, Fore-Reef	70
4.4.5. Sedimente der Patch Reefs und Shoals	70
4.4.5.1. Holozäne Entwicklung der Riffe	71
4.4.5.2. Riffgerüst und Hohlraumfüllungen	73
4.4.5.3. Riffsande, Transport in die Lagune	74
4.4.6. Oculina-Millepora-Madracis Riffe	75

	Seite
4.4.7. Korngrößenverteilungen der holozänen Sedimente	76
4.4.7.1. Faziesinterpretation durch Korngrößenanalyse	76
4.4.7.2. Trends der Korngrößenverteilungen am Beispiel einiger Sedimentkerne	78
4.4.7.3. Generelle Trends und Zusammenfassung	84
4.4.8. Grobkorn-Zusammensetzung der holozänen Sedimente	87
4.4.8.1. Faziesinterpretation durch Grobkornanalyse	87
4.4.8.2. Grobkorn-Zusammensetzung einiger Sedimentkerne	88
4.4.8.3. Ergebnisse und Zusammenfassung	92
5. Holozäner Meeresspiegelanstieg	94
5.1. Faziesänderungen und Meeresspiegelanstieg	94
5.2. Bermuda als Pegel für Meeresspiegelschwankungen	94
5.3. Frühere Untersuchungen	95
5.4. Neuere Untersuchungen	96
5.5. Oszillationen des Meeresspiegels	97
5.6. Holozäne Sedimentationsraten	98
6. Modell der holozänen Sedimentation	101
6.1. Fazies der holozänen Sedimente und präholozänes Relief	101
6.1.1. Holozäne Sedimentation in einer präholozänen Senke	101
6.1.2. Holozäne Sedimentation auf einer präholozänen Erhebung	103
6.2. Entwicklung der Faziesräume	104
6.2.1. Faziesentwicklung der Lagunenböden	104
6.2.2. Faziesentwicklung der Riffe	105
6.3. Sediment-Transport zwischen den Fazies-Einheiten	107
6.4. Küstenverlagerung, In-Place Drowning und Fazies-Migration	108
6.5. Hypothetische zukünftige Entwicklung der North Lagoon	109
7. Zusammenfassung	111
8. Literaturverzeichnis	114



## 1. Einleitung

Bermuda ist das nördlichste Atoll der Welt. Die North Lagoon ist die Lagune dieses Atolls.

Die Sedimentation auf der Bermuda Plattform wird wie auf anderen Karbonatplattformen im Quartär durch den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten und den daraus resultierenden Meeresspiegelschwankungen bestimmt. Bei einem hohen Meeresspiegelstand in den Warmzeiten wird Karbonatmaterial akkumuliert. Bei einem niedrigen Meeresspiegelstand in den Kaltzeiten bilden sich auf der größeren Landoberfläche Böden. Die Karbonatsedimente verkarsten. Ein Teil der Sedimente wird wieder erodiert. In der Bilanz des ständigen Wechsels von Akkumulation und Erosion überwiegt die Akkumulation.

Die Warmzeit des Holozäns ist die jüngste Phase der quartären Sedimentationsgeschichte. Seit der Flutung der North Lagoon durch den holozänen Meeresspiegelanstieg wird auf den Sedimentböden und den Riffen Karbonatmaterial produziert und sedimentiert. Die Abfolge der holozänen Sedimente ist im Gegensatz zu älteren Ablagerungen noch vollständig erhalten und ist ein Beispiel für eine transgressive Sedimentations-Sequenz auf einer Karbonatplattform.

Reflexionsseismische Profile und Sedimentkerne sind das Ausgangsmaterial für die Untersuchungen in dieser Arbeit. Thematik ist eine sedimentologische Analyse der holozänen Ablagerungen der Bermuda North Lagoon unter den Aspekten: Verteilung und Mächtigkeit der Sedimente, Korngrößenverteilungen der Sedimente, Sedimentzusammensetzung, Sedimentationsraten, Vergleich der holozänen Sedimente mit den Sedimenten rezenter Fazies, Faziesinterpretation, Einfluß des präholozänen Untergrundes und des holozänen Meeresspiegelanstiegs auf die Fazies der holozänen Sedimente.

Die Ergebnisse sind eine Dokumentation der unterschiedlichen Sedimente und Sedimentationsprozesse und bilden die Grundlage für eine Beschreibung der transgressiven holozänen Sedimentation. Die holozäne Sedimentation hat als Modell wahrscheinlich auch Gültigkeit für andere Transgressionen in der Erdgeschichte, bei denen ein stark strukturiertes Relief überflutet wurde und die Faziesverteilung der anschließend abgelagerten Sedimente weitgehend durch die Topographie des Untergrundes vorgezeichnet ist.

## 2. Die Bermuda Plattform

### 2.1. Geographie

Bermuda, eine kleine Inselgruppe, liegt im Nord Atlantik bei 32° nördlicher Breite und 65° westlicher Länge. Die geringste Entfernung zur amerikanischen Westküste, Cape Hatteras, beträgt ca. 1000 km (Abb. 1).

Die Bermuda Plattform liegt auf dem nördlichsten und größten von drei vulkanischen seamounts. Die Challenger Bank und die Argus Bank - auch Plantagenet Bank genannt - im Südwesten von Bermuda reichen nur bis zu einer Wassertiefe von ca. 60 m herauf. Die wenige Kilometer auseinanderliegenden seamounts werden durch Wassertiefen von über 1000 m voneinander getrennt. Das Bermuda Pedestal bildet die gemeinsame Basis der seamounts (Abb. 1). Es liegt im Zentrum des Bermuda Rise und steigt aus einer Wassertiefe von über 4000 m auf (HEEZEN et al., 1959).

Karbonatische Sedimente überziehen die vulkanischen Gesteine der seamounts. Sie bauen die ca. 900 km<sup>2</sup> große Bermuda Plattform auf. Der Rand der Bermuda Plattform liegt bei einer Wassertiefe von ca. 20 bis 30 m. Ab dort nimmt die Wassertiefe bei einer Hangneigung von ca. 20° sehr schnell zu.

Bermuda ist eine relativ schmale Inselgruppe am Südost-Rand der Plattform. Sechs große durch Brücken miteinander verbundene Inseln bilden 96% der gesamten Landoberfläche von 57 km<sup>2</sup>. Der Rest entfällt auf über Hundert kleine Inseln. Durch die Inseln werden mehrere große Wasserbecken, die in-shore waters (insg. 54 km<sup>2</sup>), vom Land umschlossen (Abb. 2). Runde Hügel (rolling hills) bilden die für Bermuda typische Morphologie. Einige der Hügel sind über 80 m hoch. Der größte Teil des Landes liegt aber weniger als 30 m über dem Meeresspiegel.

Die North Lagoon, das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, bildet den zentralen Teil der Bermuda Plattform. Sie hat eine elliptische Form mit einer Nordost-Südwest Achse von ca. 30 km und einer kurzen Achse von 12 km.

Die Fläche der North Lagoon beträgt 290 km<sup>2</sup>. Die North Lagoon läßt sich untergliedern in:

- 1) Riffgebiete: einige Kilometer groß, flach, mehr oder weniger zusammenhängend (shoal reefs, flats; Abb. 3)
- 2) Becken mit nur vereinzeltem Riffwachstum und einem ebenen Boden mit Wassertiefe von ca. 13 bis 20 m (intra-lagoon basins)

Im Südosten wird die Lagune durch die Bermuda Inseln geschlossen. Einige Buchten (bays) mit unterschiedlichen Flachwasser Milieus sind in die Küstenlinie eingeschnitten (Abb. 3). Ein 1 bis 3 km breites, flaches Riff, das rim oder ledge reef (Saumriff), bildet den übrigen Abschluß der Lagune. Nur an wenigen Stellen wird dieses Riff durch sog. cuts unterbrochen. Im Nordosten löst sich das Saumriff etwas auf. Es wird breiter und durchlässiger. Im Südwesten ist der Riffgürtel sehr schmal und läuft dicht an der Küste entlang. Der Riffgürtel bildet zusammen mit der Inselgruppe im Südwesten ein ovales Atoll (Abb. 1).

Dem Riffgürtel ist eine breite reef front terrace vorgelagert. Sie hat im Südwesten und Nordosten der Bermuda Plattform mit fast 7 km die größte Ausdehnung. Im Nordwesten ist sie ca. 2 bis 5 km breit. Vor der Bermuda South Shore ist sie am schmalsten und nimmt bis auf 0,5 km ab. Die reef front terrace fällt langsam zum Plattform-Rand hin ab. Starkes, mehr flächenhaftes Riffwachstum erzeugt in ca. 20 bis 30 m Wassertiefe eine unregelmäßige Oberfläche.

## 2.2. Klima und Ozeanographie

Bermuda verdankt dem Golfstrom das für die nördliche Lage relativ milde subtropisch-maritime Klima. Der Golfstrom fließt im Norden an Bermuda vorbei (Abb. 1). Die Ausläufer des Golfstroms vermischen sich bei Bermuda mit dem Wasser des Sargasso Meeres und halten auch im Winter die Wassertemperaturen so hoch, daß ein aktives Riffwachstum auf der Bermuda Plattform ermöglicht wird.

Der Golfstrom beeinflusst nicht nur das Klima auf Bermuda. Er verbindet Bermuda auch mit den Korallenriffen der ca. 1400 km entfernten Florida-Bahama Region und den West Indies (Abb. 1). REIN (1870) und AGASSIZ (1895) beschreiben die Ähnlichkeit der marinen Fauna auf Bermuda und den West Indies und betrachten den Golfstrom als Transportweg für die Larvalstadien der marinen Organismen. Die im Vergleich zur Karibik geringe Diversität der marinen Fauna auf Bermuda und besonders das Fehlen von Acropora, einer in der Karibik sehr häufigen Koralle, führt VERRILL (1901) auf folgende zwei Faktoren zurück. Zum einen ist die Dauer des freien Larvalstadiums einiger Organismen für den Transportweg zu kurz, zum anderen verhindern die niedrigeren Wassertemperaturen das Ausbreiten bestimmter Organismen. Trotz dieser Einschränkungen sind die Riffe auf Bermuda gut entwickelt und haben in vielen Einzelheiten Ähnlichkeiten mit den karibischen Riffen (GARRETT et al., 1971).

#### 2.2.1. Luft- und Wassertemperaturen

Der Ozean sorgt für ein ausgeglichenes und mildes Klima. Dennoch lassen sich zwei Jahreszeiten deutlich unterscheiden: Sommer von Mai bis Oktober und Winter von November bis April. Als extreme Lufttemperaturen wurden bisher im Winter 6° C und im Sommer 35° C gemessen. Messungen der Lufttemperaturen von 1942 bis 1977 ergaben als monatlichen Durchschnitt ein Minimum im Februar von 17° C und ein Maximum im August von 27° C (NEMCOSKY, 1980; U.S. NAVAL WEATHER SERVICE, 1974).

Die Lufttemperatur und die Temperatur des Oberflächenwassers sind eng gekoppelt. Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter sind im Ozeanwasser in der Nähe Bermudas am geringsten. Langfristig wurden dort Schwankungen der monatlichen Durchschnittstemperaturen (Oberflächenwasser) zwischen einem Minimum von 19,5° C im März und einem Maximum von 27,8° C im August gemessen (U.S. NAVAL WEATHER SERVICE, 1974; NEMCOSKY, 1980). Besonders groß sind die Temperaturschwankungen in den flachen Gewässern auf der Bermuda Plattform, die sich im Sommer schneller erwärmen und im Winter schneller abkühlen. So liegen die Temperaturen in der North Lagoon im Durchschnitt zwischen einem Minimum von 16° C und einem Maximum von 29° C

(Messungen: 2 Jahre, BEERS & HERMAN, 1969). In abgeschlossenen bays oder ponds können Extremwerte von 14° C und 31° C erreicht werden (MORRIS et al., 1977).

### 2.2.2. Salinitäten

Die Salinitäten auf der Bermuda Plattform umfassen den Bereich vom Süßwasser bis zum normal halinen Meerwasser. Bei der holozänen Transgression bestand die Möglichkeit, daß ebenfalls dieser ganze Bereich durchlaufen wurde. Deshalb soll hier etwas ausführlicher darauf eingegangen werden.

Das Sargasso Meer um Bermuda hat eine Salinität, die nur leicht um 36,5 ‰ schwankt (SCHROEDER, E. et al., 1959; SCHROEDER & STOMMEL; 1969). Die Salinitäten in der North Lagoon liegen im Durchschnitt 1 ‰ über den Werten des offenen Ozeans und zeigen Schwankungen von 36,2 bis 36,9 ‰ (BEERS & HERMAN, 1969; MORRIS et al., 1977).

Inshore waters haben generell geringere und stärker schwankende Salinitäten als die North Lagoon. Süßwasserzufuhr durch Regen und Grundwasserzufluß bei behindertem Wasseraustausch lassen die Salinitäten der inshore waters auf unter 35,8 ‰ fallen. Die Salinitätsschwankungen sind abhängig von der jährlichen Verteilung des Niederschlags (1460 mm/Jahr; U.S. NAVAL WEATHER SERVICE, 1974). Im Frühsommer, bei höherer Evaporation und geringen Niederschlägen, werden höhere Salinitäten (ca. 36,8 ‰) erreicht (MORRIS et al., 1977). Die Salinitäten der inshore waters und der bays sind normal marin.

Viele der kleinen ponds auf Bermuda enthalten Brackwasser. Hier werden auch die größten Salinitätsschwankungen gemessen, im Spittal Pond z.B. von 13 ‰ bis 31,6 ‰ (JENKS, 1970). Andere ponds, z.B. Walsingham Pond (WALTON, 1969; GOULD, 1968) oder Lovers Lake haben unterirdische Verbindungen mit dem übrigen Wasser der Bermuda Plattform. Ihr Wasserspiegel zeigt einen Gezeitenwechsel, und die Salinitäten schwanken um normal marin. Einige flächenmäßig kleine Teile Bermudas haben im Untergrund eine Süßwasserlinse (PLUMMER et al., 1976; VACHER, 1978). In diesen Gebieten

liegen die peat marshes und ponds mit sehr geringen Salinitäten (STERRER & WINGATE, 1981). REDFIELD (1967) hat im Somerset Long Bay peat marsh Salinitäten von 1 bis 2 ‰ gemessen.

### 2.2.3. Wind- und Wellenrichtung

Die Windrichtung und die daraus resultierende Wellenrichtung beeinflussen den Aufbau und die Form einer Koralleninsel. Auf der Windseite ist das Korallenwachstum durch ein besseres Angebot an Nährstoffen und klarem Wasser größer als auf der Wind abgekehrten Seite. Auf Bermuda ändern sich die durchschnittliche Windrichtung und Windstärke mit den Jahreszeiten (MOORE, H.B., 1969). Im Sommer ist die Hauptwindrichtung Süd bis Südwest. Im Spätsommer dreht die Hauptwindrichtung über Ost nach Nord, und die Windstärke nimmt zu. Hauptrichtung der starken Winterstürme ist West bis Nordwest (NEMCOSKY, 1980). Die durchschnittliche Verteilung und Stärke der Hauptwindrichtungen und der Wellenrichtungen läßt erkennen, daß der östliche und nordöstliche Teil der Bermuda Platform die geringste Exposition besitzt. Im Jahresdurchschnitt hat der Westteil der Bermuda Platform die höchste Exposition (GARRETT & SCOFFIN, 1977).

### 2.2.4. Gezeiten und Wasserströmungen

Die Gezeiten auf der Bermuda Platform sind semi-diurnal mit einer Periode von 12 Stunden und 25 Minuten. Aufeinander folgende Hochwasserstände haben aber häufig Differenzen von bis zu 20 cm. Diese Unregelmäßigkeiten entstehen durch Überlagerungen der semi-diurnalen Gezeitenkomponente mit Schwingungen mit einer Periode von ca. 24 Stunden (diurnal). Weitere kleinere Störungen der semi-diurnalen Periode werden durch Resonanz der unterschiedlichen Gezeitenkomponenten im Nord Atlantik hervorgerufen (WUNSCH, 1972).

Der durchschnittliche Gezeitenhub beträgt 0,75 m. Springtiden-Hochwasser und -Niedrigwasser haben einen Unterschied von ca. 1,20 m. Bei Nipptiden ist die Differenz nur ca. 0,45 m (MORRIS et al., 1977). Schwankungen des

Luftdruckes, der Windstärke und der Windrichtungen beeinflussen den Gezeitenhub.

Der Gezeitenwechsel erzeugt auf der Bermuda Plattform meßbare Wasserströmungen. In den Kanälen zu den inshore waters werden durchschnittliche Geschwindigkeiten von 0,1 m/s erreicht. Die Strömung im Flatts Inlet, dem engen Kanal zum Harrington Sound, hat sogar eine durchschnittliche Geschwindigkeit von über 2 m/s.

Am äußeren Rand der North Lagoon gibt es starke Gezeitenströmungen in den sog. cuts, den Unterbrechungen im Riffgürtel (BIGELOW, 1905; GARRETT & SCOFFIN, 1977). Die Strömungen reichen aus, um Korngrößen im Silt- und Feinsandbereich zu transportieren (Tauchbeobachtungen im Eastern Blue Cut). So wird eine Auffüllung der cuts verhindert oder zumindestens verlangsamt. Auch innerhalb der Lagune gibt es Gezeitenströmungen. Im South Channel, ca. 800 m westlich Shelly Bay, wurden Geschwindigkeiten von über 0,2 m/s gemessen (MORRIS et al., 1977). Höhere Geschwindigkeiten entstehen in engen Passagen zwischen geschlossenen Riffzügen, die größere Lagunenbecken voneinander trennen. Neben der Form der Riffzüge und Lagunenbecken beeinflussen auch Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Luftdruck die Stärke und Richtung der Gezeitenströmungen. Von der Gezeitenströmung kann Feinmaterial aus dem Sediment resuspensiert und fortgeführt werden, besonders dann, wenn durch Bioturbation das Sediment in Suspension gebracht wird (Callianassa).

Die Gezeitenströmungen bewirken einen relativ schnellen Wasseraustausch auf der Bermuda Plattform. MOORIS et al. (1977) geben für das Plattform-Wasser eine residence time von 4,2 Tagen an. Im Winter ist der Wasseraustausch mit dem umgebenden Ozeanwasser durch die starke Abkühlung auf der Plattform und die daraus resultierenden Dichteunterschiede größer als im Sommer (BODEN, 1952; BODEN & KAMPA, 1953).

## 2.3. Geologie und Erforschungsgeschichte

### 2.3.1. Karbonatsedimente, Riffe, Theorien zur Atollentstehung

Die geologische Erforschung Bermudas begann schon sehr früh. Noch bevor DARWIN (1842) die geniale Theorie über die Entstehung der Korallenriffe veröffentlichte, erkannte NELSON (1837) grundlegende Zusammenhänge im Riffwachstum, der Sedimentbildung und dem geologischen Aufbau Bermudas. NELSON (S. 111) schrieb: "The whole of the Bermudas, and perhaps many of the older rocks, may be called 'Organic Formations', as they present but one mass of animal remains, in various stages of communication and disintegration. From the most compact rock to the very sand of the shore, the materials are universally fragments of shells, corals, &c. &c." NELSON erkannte, daß die Formationen auf den Inseln Bermudas durch Wind abgelagert wurden. Zwischen den unterschiedlich stark verfestigten äolischen Formationen liegen rote Böden.

Der Meeresboden um Bermuda besteht aus Korallenriffen und aus Kalksand mit einem stellenweise sehr hohen Anteil an feinkörnigem Sediment. NELSON bezeichnet dieses feinkörnige Sediment als "chalk". Er stellte fest, daß diese Kreide und in Analogie dazu auch die europäischen Kreidekalke nicht anorganische Bildungen sind, wie zunächst angenommen wurde, sondern von kleinen karbonatischen Partikeln aufgebaut werden, die durch den Zerfall karbonatischer Schalen und Skelette der marinen Tiere und Pflanzen entstehen. Die Korallenriffe haben nach NELSON einen Kern aus älteren Gesteinen, auf denen sie aufgewachsen sind, und erhalten ihre Ringform durch bevorzugtes Wachstum an der Peripherie.

DARWIN, der selbst auf Bermuda keine Beobachtungen machte, schrieb 1842, daß Bermuda nur an der Südseite Ähnlichkeit mit einem Atoll habe. In folgenden Punkten stellte DARWIN beträchtliche Differenzen zwischen Bermuda und den Atollen im Indischen und Pazifischen Ozean fest.

1. Der randliche Riffgürtel auf Bermuda bildet keine flache, feste Oberfläche, die bei Niedrigwasser trocken fällt.



2. Eine flache, breite Terrasse umschließt den Riffgürtel.
3. Die Größe, Form und Höhe Bermudas unterscheiden sich erheblich von den schmalen, langgestreckten und flachen Atoll-Inseln.

In der Arbeit von WILLIAMS (1848) wurden die unter dem Meeresspiegel liegenden Tropfsteinhöhlen nach der Subsidence Theorie DARWIN's als Beweis für ein Absinken Bermudas gedeutet.

KEMP (1857), JONES (1859) und REIN (1870) entdeckten bei ihren geologischen Forschungen auch marine Ablagerungen auf Bermuda, die sie durch eine zeitweilige Hebung der Insel erklärten. Für REIN (1870, 1881) war diese Erkenntnis ein klarer Beweis gegen die Senkungstheorie DARWIN's. Die Form der Riffe wird nach REIN (1881) durch die Form des Untergrunds, auf der sie aufwachsen, bestimmt. Ringförmiges Wachstum entsteht durch ein besseres Nahrungsangebot am Außenrand.

Bei Aushubarbeiten für ein großes Schwimmdock (Ireland Island, Dockyard) wurden ca. 15 m unter dem Meeresspiegel ein roter Boden und torfige Ablagerungen gefunden. Darin sahen JONES (1872) und THOMSON (1877) einen direkten Beweis für die Senkungstheorie DARWIN's auf Bermuda.

In den folgenden Jahren bis 1900 wurden viele Arbeiten über den geologischen Aufbau Bermudas veröffentlicht: RICE (1884), FEWKES (1888), HEILPRIN (1889), AGASSIZ (1894, 1895), TARR (1897) und STEVENSON (1897). Die Ablagerungen auf Bermuda wurden in diesen Arbeiten immer detaillierter untergliedert. Mehr und mehr Hebungs- und Senkungsphasen waren notwendig, um die Genese der Ablagerungen zu erklären. Die tiefen Becken der inshore waters und der North Lagoon wurden als Einbruchstrukturen über Karsthohlräumen gedeutet.

Die Landoberfläche Bermudas war während der Entstehung der Karsthohlräume sehr viel größer als heute. North Rock und die isoliert stehenden Felsen vor der Südküste wurden als Reste dieser größeren Landoberfläche angesehen.

VERRILL (1900, 1902, 1907) gab in seinen umfangreichen Veröffentlichungen eine Übersicht und Zusammenfassung der vorangegangenen geologischen Forschungen auf Bermuda. Er bezeichnete Bermuda als "pseudatoll", weil er wie AGASSIZ (1894, 1895) die Korallenriffe nur für dünne Überzüge hielt, die ältere versunkene Dünen oder vielleicht auch ältere Riffe vor einer schnellen Erosion schützen.

PENCK (1882) erkannte, daß während einer Eiszeit große Wassermengen als Inlandeis auf den Kontinenten zurückgehalten wurden, wodurch der Meeresspiegel tiefer gelegen haben muß als in einer Warmzeit. Durch den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten kommt es zu Schwankungen des Meeresspiegels, die sich auch auf das Wachstum von Korallenriffen auswirkten (PENCK, 1894). DALY (1910, 1915, 1934) griff diese Idee auf und erklärte die Atollbildung durch Schwankungen des Meeresspiegels (DALY's glacial-control theory).

Nachdem DARWIN (1842) die subsidence theory aufgestellt hatte und die Differenzen zwischen der Atollform Bermudas und den typischen Atollen des Pazifik aufgezeigt hatte, war die Frage der Atollbildung viele Jahre hindurch Gegenstand der Forschung auf Bermuda. Beobachtungen von AGASSIZ (1894), VERRILL (1900) und STANLEY & SWIFT (1967) führten zu der Annahme, daß die Riffe der Bermuda Plattform nur dünne Korallen- und Algen-Überkrustungen auf älteren Aolianiten seien, und Bermuda deshalb nicht als Atoll im DARWIN'schen Sinne zu bezeichnen ist. GINSBURG & SCHROEDER (1973) wiesen durch Sprengungen in Riffen nach, daß die potentielle Wachstumsrate der Riffe im Holozän größer war als der Meeresspiegelanstieg und zumindestens die algal cup reefs holozäne Bildungen sind mit teilweise über 8 m Mächtigkeiten. Die glacial-control theory DALY's (1915) fand mehr Anwendung auf die stratigraphische Gliederung der terrestrischen Ablagerungen (SAYLES, 1931) als auf die Atollmorphologie Bermudas (PRAT, 1935).

Erst in den letzten Jahren wird über die Atollform Bermudas wieder intensiver diskutiert. Indem PURDY weitgehend auf Ideen von MACNEIL (1954) zurückgreift, stellte er 1974a eine neue Theorie (karst theory) zur Atollentstehung auf. Er folgerte aus den Ergebnissen mehrerer Bohrungen in Riffen und reflexionsseismischer Untersuchungen auf dem British Honduras Schelf (PURDY, 1974b), daß die Verkarstung einer Karbonatplattform bei

einem niedrigen Meeresspiegelstand der wichtigste Faktor für die Atollgenese ist. Durch geringere Lösung am Rande einer Plattform bildet sich ein solution rim. Im Zentrum entsteht ein solution basin mit mehreren konischen und turmförmigen Karst-Erhebungen. Bei einem hohen Meeresspiegelstand wird dieses Relief durch Riffwachstum und Sedimentation überprägt. Das solution basin wird zur Lagune und auf dem solution rim bildet sich das Atollriff. PURDY (1974a) interpretierte auf diese Weise auch die Morphologie der Bermuda Plattform. Er hält die shoals der North Lagoon für überprägte Karststrukturen und nicht für überwachsene Dünenzüge wie STANLEY & SWIFT (1967, 1968).

GARRETT & SCOFFIN (1977) deuten den atoll rim Bermudas als "Pleistocene Storm-Modified Barrier Island Chain". Diese Sandbarre soll sich bei einem etwas niedrigeren Meeresspiegel als heute gebildet haben. Der Sand wurde durch intensives Riffwachstum auf der reef front terrace produziert und durch longshore drift von SW nach NE transportiert. Die weit in die Lagune hineinragenden bogenförmigen Ausläufer des atoll rim werden von GARRETT & SCOFFIN als washthrough deltas oder lobes gedeutet, die bei Stürmen gebildet wurden. Die cuts im heutigen reef rim sind vielleicht Reste dieser pleistozänen Sturm-Durchbrüche. GARRETT & SCOFFIN erkannten, daß es ähnliche Sedimentationsprozesse auch auf den typischen Atollen gibt. Das aktivste Riffwachstum der Atolle liegt wie auf Bermuda außen vor dem reef rim. Bei Stürmen wird viel von dem dort produzierten Riffmaterial auf den reef rim geworfen. Bermuda ist nicht nur nach der Form, sondern auch im Aufbau ein Atoll (GARRETT & SCOFFIN, 1977).

Umfangreiche reflexionsseismische Untersuchungen (UNIBOOM-System) auf der Bermuda Plattform durch GARRETT & HINE (1980, unveröffentlichtes Ms.) und MEISCHNER, TORUNSKI & KUHN (1980; KUHN et al., 1981; Kap. 3) lieferten den Beweis für die Existenz des pleistozänen rims. Die Anordnung der seismischen Einheiten unter dem rim zeigt, wie im Verlauf des Pleistozäns die Atollform Bermudas herausgebildet wurde und zur Zeit wohl den bisher höchsten Entwicklungsstand erreicht hat. Die Bezeichnung Atoll ist also durchaus berechtigt.

Bermuda ist ein Beispiel dafür, daß der Atollaufbau nicht durch eine Theorie allein erklärt werden kann. Das Zusammenwirken mehrerer Faktoren hat zu

der heutigen Atollform geführt. Plattentektonik und Abkühlung der Ozean-kruste bewirkten ein langsames Absinken des basaltischen Inselkerns unter den Meeresspiegel (DARWIN's subsidence theory). Karbonatproduzierende Organismen können sich im flachen Wasser ansiedeln und beginnen mit dem Aufbau der Insel. Im Quartär wird die langsame Abwärtsbewegung durch relativ schnelle Meeresspiegelschwankungen überlagert (DALY's glacial-control theory). Riffwachstum bei einem Meeresspiegel-Hochstand, besonders am Rande der Plattform, und Erosion und Verkarstung (PURDY's karst theory) bei einem Meeresspiegel-Tiefstand wechseln miteinander ab und modellieren die Atollform Bermudas.

### 2.3.2. Pleistozäne Stratigraphie

SAYLES (1924, 1931) erkannte die Bedeutung der glacial-control theory für die Interpretation der Geologie auf Bermuda. Einige geologische Merkmale ließen sich durch pleistozäne Meeresspiegelschwankungen sehr viel einfacher erklären als durch einen häufigen Wechsel von Hebungs- und Senkungsphasen des Untergrundes. Gesteuert durch die pleistozänen Meeresspiegelschwankungen bildeten sich nach SAYLES (1931) die Aolianite bei einem niedrigen Meeresspiegel in den Glazialzeiten und die "fossil soils" bei einem hohen Meeresspiegel in den Interglazialzeiten. Nach diesem Prinzip stellte SAYLES eine stratigraphische Gliederung auf, in der die Ablagerungen auf Bermuda den pleistozänen Meeresspiegelschwankungen zugeordnet wurden.

In späteren stratigraphischen Arbeiten von BRETZ (1960), LAND et al. (1967) und VACHER (1971, 1973) wurde dieses Gliederungsprinzip beibehalten. Im Gegensatz zu SAYLES (1931) sollen jedoch die Aolianite bei einem hohen Meeresspiegel in den Warmzeiten abgelagert worden sein. Die Dünen auf Bermuda sind strandnahe Bildungen und wahrscheinlich größtenteils in regressiven Phasen entstanden (RICHARDS, 1971). Stellenweise verzahnen sich die Dünen lateral mit marinen Ablagerungen. Bei einem niedrigen Meeresspiegelstand wurde in den Glazialzeiten der abgelagerte Kalksand diagenetisch verfestigt, und es bildeten sich die fossilen Böden. Durch Verkarstung des Kalksteins entstanden Höhlen mit Tropfsteinen, die z.T. unter dem heutigen Meeresspiegel liegen.

Alter, Verlauf und Ausmaß der pleistozänen Meeresspiegelschwankungen wurden durch radiometrische Altersbestimmungen pleistozäner Ablagerungen und durch überregionale Vergleiche immer besser bekannt. HARMON et al. (1978, 1981, 1983) veröffentlichten Kurven der pleistozänen Meeresspiegelschwankungen auf Bermuda, die durch radiometrische Altersbestimmungen an versunkenen Tropfsteinen und an Korallen aus den marinen Schichten ermittelt wurden.

### 2.3.3. Pleistozäne Terrassen

Die unterschiedlichen Meeresspiegelstände führten zur Terrassenbildung auf der Bermuda Plattform. STANLEY & SWIFT (1967, 1968) und STANLEY, D.J. (1970) untersuchten die Morphologie der reef front terrace. Sie fuhren mehrere Echolotprofile und einige Profile mit einem 3,5 kHz sparker ("Hydrosonde"). Vor der Südküste machten sie Tauchbeobachtungen. Sie unterschieden folgende physiographische Provinzen: eine upper reef front terrace bei ca. 18 m Wassertiefe, einen outer ridge am Rand dieser Terrasse, den sie als "possible drowned reef" deuteten, und eine lower platform terrace bei ca. 60 m. Diese untere Terrasse ist häufig durch Sediment überdeckt (Kap. 3.6.2.).

Bei der holozänen Transgression modifizierte aktives Riffwachstum das terrassierte präholozäne Relief und bildete eine komplexe Morphologie (MEISCHNER & MEISCHNER, 1977).

### 2.3.4. Magmatisches Basement

Schon die ersten Forscher auf Bermuda hielten den Inselsockel wegen seiner Form und magnetischen Anomalien für einen submarinen Vulkan. In einer Bohrung westlich Gibb's Hill wurde 1912 der vulkanische Ursprung Bermudas nachgewiesen (PIRSSON & VAUGHAN, 1913). Subaerisch stark verwitterte vulkanische Klastika wurden 75 m unter Meeresspiegel angetroffen. Die Bohrung endet ca. 390 m unter dem Meeresspiegel, nachdem mehrere Lavaschichten durchteuft wurden (PIRSSON, 1914).

CARMAN (1933) untersuchte Foraminiferen aus den Ablagerungen über der Lava und fand überwiegend eine miozäne Fauna. Bohrungen am Longbird Causeway (Castle Harbour) ergaben eine Tiefenlage des Basalts von durchschnittlich 37 m unter Meeresspiegel (NEWMAN, 1958; GEES & MEDIOLI, 1970).

Erste Altersbestimmungen (K-Ar Methode) an den Basalten wurden von GEES (1969) durchgeführt. Umfangreiche geophysikalische und geologische Untersuchungen an einer 1972 abgeteuften Tiefbohrung ergaben folgende Resultate (REYNOLDS & AUMENTO, 1974; HYNDMAN et al., 1974; RICE et al., 1980): Der Inselkern besteht im untersuchten Abschnitt zu etwa gleichen Anteilen aus submarin ausgeflossenen tholeiitischen Basaltlaven und aus intrusiven lamprophyrischen Gängen. Die Gänge intrudierten erst vor ca. 33 Mill. Jahren in einen schon älteren seamount, der sich vor etwas mehr als 100 Mill. Jahren am Mittelatlantischen Rücken bildete. In den 70 Mill. Jahren zwischen diesen beiden Ereignissen wanderte der seamount durch Plattentektonik westwärts und sank durch ocean floor subsidence um mehr als 2 km ab. Die Intrusionen vor ca. 33 Mill. Jahren vergrößerten das Volumen des seamounts und brachten die Spitze in den Bereich starker subaerischer Verwitterung. Karbonat produzierende Organismen siedelten sich im flachen Wasser an und lieferten den Sand, der den erodierten und immer langsamer absinkenden vulkanischen Inselkern vollständig überdeckt.

### 3. Reflexionsseismik, seismische Stratigraphie

Die Landgeologie der Bermuda Inseln ist dank der vielen Aufschlüsse so gut bekannt, daß ein dreidimensionales Bild der Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Schichten aufgestellt werden konnte (LAND et al., 1967). Es ist weitaus schwieriger und erfordert einen hohen technischen Aufwand, die räumlichen Lagerungsverhältnisse der submarinen Sedimentakkumulationen zu erforschen.

Zwei Geräte wurden zur Klärung dieses Problems erfolgreich eingesetzt. Zunächst wurden mit einem EG&G "UNIBOOM"-System (Kap. 9.1.) über 200 km reflexionsseismische Profile auf der Bermuda Plattform gefahren (MEISCHNER et al., 1980; KUHN et al., 1981). Auf den Profilstrecken wurden anschließend mit einem neu entwickelten Vibrationslot (MEISCHNER et al., 1981b) Sedimentkerne genommen. Diese Kerne erlauben die Interpretation der unterschiedlichen seismischen Sequenzen und der reflektierenden Horizonte. Die Kombination aus reflexionsseismischen Profilen und Sedimentkernen bietet einen guten Ausgangspunkt für die räumliche Analyse der submarinen Sedimentakkumulation.

Die hohe Qualität der seismischen Aufzeichnungen kann zu der falschen Annahme verleiten, daß sie wie geologische Querprofile zu interpretieren sind, und alle Signale durch geologische Strukturen erzeugt werden (Kap. 9.1.3.).

Seismische Stratigraphie ist die Erforschung der Stratigraphie und der Ablagerungsbedingungen durch die Interpretation seismischer Daten (MITCHUM, VAIL & SANGREE, 1977).

Bei der Entwicklung einer seismischen Stratigraphie werden die Profilaufzeichnungen in seismische Sequenzen unterteilt. Eine seismische Sequenz entspricht einer Ablagerungssequenz. Die Analyse der seismischen Fazies soll Hinweise auf den Sedimenttyp und auf die Ablagerungsbedingungen geben (Kap. 9.1.4.).

In dieser Arbeit wird überwiegend auf die Analyse der holozänen Sedimente in der North Lagoon eingegangen. Der pleistozäne Untergrund wird in

gewissen Grenzen in die Untersuchungen mit einbezogen. Zum einen ist er wichtig für die Abgrenzung zwischen holozänen und pleistozänen Sedimenten, zum anderen bildet seine Oberfläche die präholozäne Topographie, die weitgehend die Fazies der holozänen Sedimente bestimmt. In fast allen Kernen wurden die holozänen Schichten und der Übergang zum Pleistozän durchteuft.

Die räumliche Verbreitung der holozänen Schichten und deren Fazies sind durch Sedimentkerne, seismische Untersuchungen und durch eine recht umfangreiche Analyse der Oberflächensedimente (UPCHURCH, 1970) besser bekannt als die Verbreitung der größtenteils vom Holozän bedeckten submarinen pleistozänen Schichten.

### 3.1. Frühere seismische Untersuchungen auf der Bermuda Plattform

WOOLARD & EWING (1939) und OFFICER et al. (1952) schossen auf der Bermuda Plattform refraktionsseismische Profile und fanden eine durchschnittliche Tiefenlage des vulkanischen Untergrundes von ca. 75 m.

STANLEY & SWIFT (1967, 1968) untersuchten die reef front terrace mit einem 3,5 kHz sparker ("Hydrosonde"). Auf der stark mit Korallenriffen bewachsenen Terrasse wurden nur in vereinzelt Sandwannen nennenswerte Eindringtiefen erreicht. Gleiche Probleme - geringe Eindringtiefen bei kompakten Korallenriffen - hatten wir mit dem UNIBOOM-System.

GEES & MEDIOLI (1970) veröffentlichten die Ergebnisse von air-gun Untersuchungen der beiden inshore basins Castle Harbour und Harrington Sound. NEUMANN (unveröffentlicht) fuhr ebenfalls air-gun Profile in diesen inshore basins und stellte uns freundlicherweise einige seiner Daten zur Verfügung.

Kurz bevor wir UNIBOOM-Profile auf der Bermuda Plattform führen, hatten dort GARRETT & HINE (1980, unveröffentlichtes Ms.) mit dem gleichen Gerät Untersuchungen durchgeführt.



Alle vorher genannten Forscher haben ihre seismischen Aufzeichnungen jedoch ohne die Informationen aus einer größeren Serie von Sedimentkernen interpretiert. Diese Informationen sind notwendig für eine Korrelation der geologischen Horizonte und Sedimentlagen mit den seismischen Aufzeichnungen.

### 3.2. Die reflexionsseismischen Profile

Der größte Teil der seismischen Profile geht von der Küste aus und verläuft radialstrahlig über die Bermuda Plattform bis in Wassertiefen von ca. 100 m. Sie schneiden so annähernd senkrecht die meisten der großen morphologischen Strukturen der Bermuda Plattform wie die intra-lagunären Riffzüge (shoals), das Saumriff, die reef front terrace und den oberen Hang der Bermuda Plattform (Kap. 2.1.; Abb. 4). In allen radialstrahlig gefahrenen Profilstrecken ist in den Aufzeichnungen ein ähnlicher seismischer Aufbau des Untergrundes zu erkennen (Kap. 3.4.; Abb. 7 bis 9).

Drei Profilstrecken verlaufen ungefähr senkrecht zu den radialstrahligen Profilen (Abb. 10). Die Profile liegen im backreef Bereich des nordwestlichen Saumriffs (Profil M), im zentralen Teil der Bermuda Plattform (Profil N) und entlang der Bermuda North Shore (Profil O).

Aus den Aufzeichnungen dieser Profilanordnung ist ersichtlich, ob der seismische Aufbau des Untergrundes in der Fläche homogen ist oder ob bestimmte Vorzugsrichtungen zu erkennen sind (Kap. 3.5.).

In den UNIBOOM-Profilen der North Lagoon sind vier seismische Sequenzen unterscheidbar (KUNH et al., 1981). Holozäne Schichten bilden die oberste seismische Sequenz (Sequenz 4). Nach unten hin wird diese Einheit von einer meistens deutlich reflektierenden Diskontinuitätsfläche abgegrenzt. Der pleistozäne Untergrund besteht aus den Sequenzen 3, 2 und 1. Die abgrenzenden Diskontinuitätsflächen sind auch bei diesen Sequenzen meistens deutlich reflektierende Horizonte (Abb. 7 bis 10).

### 3.3. Der pleistozäne Untergrund

#### 3.3.1. Sequenz 1

Sequenz 1 ist die älteste pleistozäne Sequenz. Ihre untere Begrenzung ist in den seismischen Aufzeichnungen nicht mehr zu erkennen. Innerhalb der Sequenz 1 ist das Reflexionsmuster meistens diffus. Nur an einigen Stellen gibt es reflektierende Horizonte, die eine größere laterale Ausdehnung haben. Einige dieser Horizonte sind an der Oberfläche der Sequenz 1 erosiv gekappt (erosional truncation, Abb. 5). Die obere Grenzfläche der Sequenz 1 wird durch eine deutlich reflektierende Diskontinuitätsfläche markiert, die in allen Profilaufzeichnungen gut zu erkennen ist.

Die Tiefenlage der Oberfläche der Sequenz 1 ist unter der North Lagoon recht einheitlich. Die Oberfläche fällt vom Land (ca. 20 m unter M.S.L.) langsam und fast kontinuierlich in Richtung zum Saumriff (über 30 m unter M.S.L.) hin ab. Unter dem Saumriff ist ihre Tiefenlage schwer festzustellen, da die überlagernden Riffe die Eindringtiefe des seismischen Signals herabsetzen. Auch unter einigen Sandwannen im Saumriff ("seismische Fenster") hält die Oberfläche der Sequenz 1 ihre Tiefenlage weitgehend bei. Selten steigt sie unter dem Saumriff wenige Meter an (Abb. 8, Profil G). Unter dem ausgedehnten Riffgebiet im Südwesten der Lagune (Rockfish Shoals, Ely's Flat, Cow Ground Flat; Abb. 4) liegt die Oberfläche mit ca. 18 - 19 m unter M.S.L. generell etwas höher als unter der übrigen Lagune (Abb. 9; Profil I).

An einigen Stellen bildet die Oberfläche der Sequenz 1 Erhebungen, auf denen im Holozän Riffe aufwachsen, z.B. Three Hill Shoals und Crawl Flats (Abb. 8, Profil E und G).

Die Oberfläche hat ein kleinräumiges Relief mit Höhenunterschieden bis zu ungefähr 3 m (auf einer Entfernung von max. 100 m) und steilen Hangwinkeln (Karstrelief? Taf. 3/2). In geringeren Tiefenlagen unter dem Meeresspiegel ist das kleinräumige Relief schwächer ausgeprägt als in größeren Tiefenlagen.

### 3.3.2. Sequenz 2

Die Sequenz 2 liegt auf der Oberfläche der Sequenz 1. Sie fehlt jedoch in einem 3 - 7 km breiten Streifen entlang der North Shore (Spanish Point bis Fort St. Catherine) und unter den Three Hill Shoals (Abb. 7 bis 10, küstennahe Bereiche der Profile B, C, D, E und G; Profil H zwischen NL 045 und NL 046 und Profil 0). An diesen Stellen bildet die Sequenz 1 den Untergrund der holozänen Sedimente. Im flächenmäßig größeren Teil der North Lagoon bestimmt die Oberfläche der Sequenz 2 die präholozäne Topographie und den Untergrund der holozänen Sedimente. Nur an wenigen Stellen liegen Schichten der Sequenz 3 auf der Oberfläche der Sequenz 2.

Die obere Grenzfläche der Sequenz 2 wird durch eine Diskontinuitätsfläche markiert, die überwiegend stark reflektiert. An einigen Stellen nimmt die Reflexions-Intensität jedoch lateral ab (Taf. 3/4) oder ist nur schwach (Taf. 1/3, 3/3). Einige Schichten der Sequenz 2 sind an der oberen Grenzfläche erosiv gekappt (unconformity).

Innerhalb der Sequenz 2 ist das Reflexionsmuster überwiegend diffus. Stellenweise sind aber auch annähernd parallel verlaufende (parallel bis subparallel, Abb. 5) oder leicht divergierende Reflexionen vorhanden. Diese Schichten liegen konkordant zur unteren Begrenzung oder bilden onlap-Strukturen (Abb. 5). In den Bereichen mit schichtigen Reflexionen gibt es einige mound- und dazwischenliegende divergent fill structures (Abb. 5; Taf. 2/4 und 5).

Die Mächtigkeit der Sequenz 2 nimmt vom inneren Teil der Lagune zum Saumriff hin zu. Die Durchschnittsmächtigkeit liegt bei ca. 5 m. Unter dem Saumriff werden stellenweise Mächtigkeiten bis ca. 20 m erreicht. Da die Untergrenze der Sequenz 2 sehr regelmäßig zum Saumriff hin abtaucht, beruhen die Mächtigkeitsschwankungen auf der unterschiedlich hoch liegenden Obergrenze.

Unter dem Saumriff kommt die Obergrenze der Sequenz 2 stellenweise bis auf fast 10 m unter M.S.L. herauf und formt dort eine Erhebung, die sich

ringförmig um die gesamte Lagune erstreckt und ein wichtiges Strukturelement der präholozänen Topographie darstellt (pleistozäner Saumwall; Abb. 11). Im nordöstlichen Teil der Lagune ist diese Erhebung weniger stark ausgeprägt. Das holozäne Saumriff ist auf diesem pleistozänen Saumriff aufgewachsen. Auch unter größeren shoals bildet die Obergrenze der Sequenz 2 Erhebungen, auf denen holozäne Riffe aufgewachsen sind (Abb. 8, Profil G und H, White Flats).

Im zentralen Teil der Lagune ist die Oberflächenmorphologie von Sequenz 2 bis auf Erhebungen unter Riffen recht ausgeglichen. Im backreef Bereich des Saumriffs ist die Oberfläche sehr viel stärker strukturiert. Durchschnittlich liegt sie hier etwas tiefer als 20 m unter M.S.L.. Im nördlichen bis nordwestlichen Teil der Lagune ist die Oberflächenstruktur nicht homogen, sondern sie bildet langgestreckte Senken und Erhebungen, die leicht bogenförmig vom Saumriff in die Lagune verlaufen (Abb. 10, Profil M). Obwohl dieses Relief durch die darüberliegende Sequenz 3 teilweise nivelliert wird, bestimmt es noch die präholozäne Topographie und damit das holozäne Riffwachstum (Abb. 11, Abb. 4).

Das kleinräumige Relief der Oberfläche hat im zentralen Teil der Lagune nur geringe Höhenunterschiede bis zu 2 m. Im backreef Bereich, wo die Oberfläche der Sequenz 2 generell etwas tiefer liegt, und besonders dort, wo sie in Senken von Sedimenten der Sequenz 3 bedeckt ist, ist das kleinräumige Relief stark strukturiert. An diesen Stellen wurde die Reliefstruktur durch jüngere Ablagerungen konserviert. Stellenweise betragen die Höhendifferenzen bis zu 6 m (Abb. 10, Profil M; Taf. 1/2).

### 3.3.3. Sequenz 3

Sedimente der Sequenz 3 sind nur an wenigen Stellen der North Lagoon vorhanden. Sie füllen meistens Vertiefungen in der Oberfläche einer älteren Sequenz aus. Im zentralen und küstennahen Teil der Lagune liegen Sedimente der Sequenz 3 auf der Oberfläche der Sequenz 1. Vor Ferry Point verfüllen die Sedimente eine Senke (Abb. 8, 10, Profil E und N; Station NL 001). Im Durchschnitt ist die Sequenz 3 ca. 2 - 3 m mächtig. Mächtigkeiten bis über

6 m werden aber im backreef Bereich des nördlichen Teils der Lagune erreicht. Hier wurden größere Senken in der Oberfläche der Sequenz 2 verfüllt. Soweit bisher beobachtet, liegen die Sedimente der Sequenz 3 immer tiefer als 15 m unter heutiger Wasseroberfläche.

Häufig ist die Sequenz 3 durch stärker reflektierende Horizonte in mehrere Schichten aufgeteilt. Besonders deutlich ist dieses im westlichen Teil der Lagune (Abb. 9, Profil J). Die Reflexionen verlaufen annähernd parallel und liegen zur unteren Begrenzung konkordant oder bilden onlap-Strukturen. Stellenweise divergieren einzelne Schichten (divergent fill structures, Abb. 5). Nur selten ist das Reflexionsmuster diffus und ohne Schichtung.

Im nördlichen Teil der Lagune gibt es Bereiche mit stark einfallenden schichtigen Reflexionen (offlap; complex sigmoid-oblique structures; Abb.5). Die einzelnen Schichten enden häufig oben mit toplap- und unten mit downlap-Strukturen. Einige Schichten sind an der Obergrenze der Sequenz 3 erosiv gekappt (unconformity).

Das kleinräumige Relief der Oberfläche ist im Vergleich zu den Oberflächen der älteren Sequenzen sehr ausgeglichen. Höhendifferenzen liegen bei ca. 1 m. Nur an wenigen Stellen pausen sich Einbrüche über Karsthohlräume im Untergrund der Sequenz 3 bis an ihre Oberfläche durch (Abb. 8, Profil E, NL 001).

Dort, wo Sedimente der Sequenz 3 abgelagert wurden, nivellieren sie das stark strukturierte Oberflächenrelief älterer Ablagerungen und bildeten so stellenweise eine relativ ebene Fläche für die holozäne Transgression.

#### 3.3.4. Geologie der pleistozänen Sequenzen

Die Sedimente der einzelnen Sequenzen bestehen überwiegend aus Karbonatdetritus. Selten gibt es an der Basis der Sequenzen torfige Sedimente.

— Sequenz 1:

Die Karbonatsedimente der Sequenz 1, gut sortierte Sande mit häufig gut gerundeten Körnern, sind sehr stark zementiert (diffuses Reflexionsmuster) und bilden einen stabilen Untergrund für holozänes Riffwachstum in den Three Hill Shoals. Nur selten konnten Sedimente dieser Einheit gekernt werden (NL 001, NL 019, NL 020, NL 022, NL 031, NL 045).

— Sequenz 2:

In der Sequenz 2 ist die Zementation etwas schwächer, schichtige Reflexionskonfigurationen sind häufig. Es gibt zwei Sedimenttypen:

1. relativ gut sortierte Karbonatsande, inter-reef-sediments, mit schichtigem Reflexionsmuster und divergent fill structures
2. Riffsedimente mit mound-Strukturen, die häufig an der Oberfläche der Sequenz 2 größere Erhebungen bilden, auf denen im Holozän bevorzugt wieder Riffe aufwuchsen (Abb. 8, Profile E, F, G und H).

Am Rand der Bermuda Platform entstand ein ringförmiger Saumwall mit bogenförmigen Ausläufern in die Lagune. Die von GARRETT & SCOFFIN (1977) aufgestellte Hypothese, daß dieser pleistozäne Saumwall eine "Storm-Modified Barrier Island Chain" sei und durch Küstenlängstransport von Sand aufgebaut wurde, wird durch die Ergebnisse der seismischen Untersuchungen bekräftigt. Am mächtigsten ist der Saumwall im westlichen und nordwestlichen Teil der Bermuda Platform. Nur noch schwach ausgebildet ist er im nordöstlichen Abschnitt, dem distalen Teil des Transportweges bei häufigen Starkwinden aus nordwestlicher oder westlicher Richtung (MACKENZIE, 1964; GARRETT & SCOFFIN, 1977). Die Struktur des pleistozänen Saumwalls paust sich auf das heutige Saumriff durch.

— Sequenz 3:

Die Sedimente der Sequenz 3 sind nur schwach zementiert. Das Reflexionsmuster ist schichtig und nur selten diffus. Die Sedimente sind meistens gut sortierte Karbonatsande. Wahrscheinlich wurde die Sequenz 3 bei einem Meeresspiegelstand abgelagert, der deutlich unter dem heutigen lag (max. -15 m). In geringeren Wassertiefen sind keine

Sedimente der Sequenz 3 auf den UNIBOOM-Profilen zu erkennen. Auch die relativ steil einfallende Schichtung im backreef Bereich des Saumriffs deutet darauf hin, daß hier im flachen Wasser die Saumwall-Struktur der Sequenz 2 teilweise überformt und eingeebnet worden ist. Dabei wurden etwas tiefere Becken vom Rand her zugeschüttet. Die Sedimente der Sequenz 3 nivellieren das stark strukturierte Oberflächenrelief der Sequenz 2. Auf der küstennahen Station NL 001 wurden Torfe erbohrt, die der Sequenz 3 zuzuordnen sind und ebenfalls einen tieferen Meeresspiegelstand anzeigen.

Alle seismischen Sequenzen auf der Bermuda Platform sind bei einem hohen Meeresspiegelstand in den quartären Warmzeiten abgelagert worden. Die Sedimente der Sequenz 1 sind vermutlich den älteren Warmzeiten zuzuordnen. Die Sequenz 2 und 3 entstanden wahrscheinlich in der letzten Warmzeit (Paget = Sangamon), die Sequenz 2 bei hohem Meeresspiegelstand (vor ca. 125 ky.), ähnlich dem jetzigen. Sedimente der Sequenz 3 lassen sich eher einem der nicht ganz so hoch reichenden Meeresspiegelstände gegen Ende der letzten Warmzeit zuordnen (ca. 85 ky. oder ca. 105 ky.; HARMON et al., 1981, 1983; Tab. 17). Gleich alte pleistozäne Meeresspiegelhochstände wurden auch in anderen Riffprovinzen nachgewiesen (MOORE, 1982): Neu Guinea (BLOOM et al., 1974; CHAPPELL, 1974), Barbados (BENDER et al., 1979) und Haiti (DODGE et al., 1983). Die Hauptmasse der jüngeren Sedimente (Sequenz 2 und 3) wurde am Rand der Bermuda Platform ungefähr unter dem heutigen Saumriff abgelagert, wo auch die mächtigsten holozänen Sedimente liegen (Kap. 3.5.4.5. und Kap. 3.5.5.).

In den Kaltzeiten, in denen der Meeresspiegel sehr viel tiefer lag und die Bermuda Platform nicht überflutet wurde, verkarsteten die abgelagerten Karbonatsedimente. Ältere Sequenzen sind sehr viel stärker verkarstet und haben ein viel stärker strukturiertes Kleinrelief der Oberflächen als jüngere Sequenzen. Stellenweise wurde ihr Relief jedoch bei nachfolgenden Transgressionen wieder eingeebnet. Einige Karsteinbrüche in älteren Schichten pausen sich durch mehrere jüngere Schichten manchmal bis zur Oberfläche der Sequenz 3 durch und sind somit erst spät entstanden. Auf den der Verwitterung ausgesetzten Karbonatsedimenten bildeten sich in den Kaltzeiten Böden, die besonders in Senken des Untergrundes, wo sie leichter erhalten geblieben sind, stark reflektierende Horizonte zwischen den einzelnen Sequenzen ergeben.

Durch die Verwitterung und Verkarstung in den Kaltzeiten wird das ursprüngliche Relief stärker akzentuiert. Erhebungen der pleistozänen Ablagerungen wie z.B. Riffe in der Lagune oder der Saumwall wurden durch stärkere Lösung in der Umgebung noch weiter herauspräpariert (vgl. PURDY, 1974a, 1974b). Die Verteilung der unterschiedlichen pleistozänen Sedimente bestimmt somit die präholozäne Topographie.

### 3.4. Präholozäne Topographie und holozäne Sedimente

Die präholozäne Topographie der Bermuda Platform entstand durch zwei Prozesse:

1. Ablagerung von Karbonatsedimenten in den Warmzeiten bei einem hohen Meeresspiegelstand  
Entstehung einer Topographie (Saumwall, Riffe, Lagunenbecken) durch unterschiedliche Sedimentationsraten
2. Verwitterung, Verkarstung und Bodenbildung in den Kaltzeiten bei einem niedrigen Meeresspiegelstand  
Verstärkung der vorhandenen Reliefunterschiede

Diese Prozesse gaben der Bermuda Platform auch schon im Pleistozän die Form eines Atolls (Abb. 11). Der ringförmige Saumwall ist die markanteste Struktur der präholozänen Topographie. Die Erhebungen liegen meistens weniger als 15 m unter dem jetzigen Meeresspiegel. Die höchsten Erhebungen erreichen stellenweise Tiefen von 10 m und weniger. North Rock, ein Felsen aus pleistozänem Karbonatsand, durchstößt sogar die Wasseroberfläche. Im Nordosten der Bermuda Platform ist der Saumwall schmaler und liegt in größeren Wassertiefen.

Innerhalb der Lagune sind zwei größere Gebiete mit einer geringen Tiefenlage der präholozänen Oberfläche zu erkennen. Im zentralen Teil der Lagune liegt die Oberfläche etwas über 15 m. Das Relief ist ausgeglichen. Im Norden dieses Gebietes schließt sich ein ungefähr SW - NE verlaufender Höhenrücken an, der teilweise bis in Wassertiefen unter 12 m heraufkommt.



Unter dem ausgedehnten Riffgebiet im westlichen Teil der Lagune (Ely's Flat, Rockfish Shoals, Cow Ground Flat) liegt die präholozäne Oberfläche ebenfalls in geringer Tiefe. Ihr Relief ist jedoch differenzierter.

Die Senken der präholozänen Oberfläche erreichen teilweise Tiefen von über 23 m. Durch den Saumwall sind die meisten dieser Senken zum offenen Ozean hin abgeschlossen, so z.B. die Senke im südwestlichen Teil der Lagune und die Senke zwischen White Flats und Devils Flats. Die große Senke im nordöstlichen Teil der Lagune ist weniger abgeschlossen.

Große Bereiche der präholozänen Oberfläche liegen ungefähr in gleicher Tiefe und sind vielleicht ältere Terrassen-Strukturen.

Das Kleinrelief der präholozänen Oberfläche wurde überwiegend durch Karstverwitterung erzeugt. Typisch dafür sind die sehr steilen Hangwinkel. In einigen kleinräumigen und steilwandigen Einbrüchen über Karsthohlräumen lagerten sich bis zu 10 m mächtige holozäne Sedimentfüllungen ab (Abb. 10, Profil M). Oft ist die pleistozäne Oberfläche dicht mit 1 - 3 m hohen, turmförmigen Erhebungen besetzt. Sicher bilden diese Erhebungen häufig die Basis der patch reefs (Taf. 1/2; HALLEY et al., 1977). Einige Erhebungen sind wahrscheinlich durch Karstverwitterung überprägte pleistozäne Riffe oder Dünenzüge.

Die Topographie der verkarsteten präholozänen Oberfläche bestimmt als wichtigster Faktor die Verbreitung, Mächtigkeit und die Fazies der holozänen Ablagerungen. Riffe entwickelten sich bevorzugt auf den Erhebungen der präholozänen Oberfläche. Wie schon von REIN (1881) vermutet, bestimmt demnach die Form der Erhebungen auch mehr oder weniger die Form der rezenten Riffe. Holozäne Sedimente des ebenen Lagunenbodens, stellenweise mit torfigen Sedimenten an der Basis, bildeten sich überwiegend in den Senken.

Neben der präholozänen Topographie hat aber auch das Sediment des Untergrundes Einfluß auf die holozäne Sedimentation. Riffe werden eher auf einem stark zementierten Karbonatsand aufwachsen (Sequenz 1 und 2) als auf einem unverfestigten, der keinen stabilen Untergrund bildet (Kap. 3.3.4. und Kap. 3.5.4.1.).

Die Auswirkungen einer kaltzeitlichen Verkarstung auf holozäne Sedimente, Riffwachstum und Atollbildung (karst theory) wurde besonders intensiv von PURDY (1974a, 1974b) in Belize (British Honduras) untersucht. Daß die prä-holozäne Topographie weitgehend die holozäne Sedimentation bestimmt, wurde in mehreren Riffgebieten erkannt, so z.B. in Belize von CHOI (1981), CHOI & GINSBURG (1982), CHOI & HOLMES (1982), HALLEY et al. (1977), SHINN et al. (1982); in Süd Florida von ENOS (1977), SHINN et al. (1977), DODD & SIEMERS (1971); auf der Bahama Plattform HARRIS (1979), HINE & NEUMANN (1977), HINE et al. (1981); in Puerto Rico MORELOCK et al. (1977) und im Great Barrier Reef HARVEY (1977), HARVEY et al. (1979), HARVEY & HOPLEY (1981), HOPLEY (1982), SEARLE (1983), SEARLE et al. (1981), SEARLE & HARVEY (1982) und JOHNSON et al. (1982). Bei den meisten dieser Arbeiten beruhen die Ergebnisse auf seismischen Untersuchungen mit einem UNIBOOM-System.

### 3.5. Das Holozän (Sequenz 4)

#### 3.5.1. Seismische Analyse

Die Sedimente der obersten seismischen Sequenz (Sequenz 4) sind in der jetzigen Warmzeit, im Holozän, abgelagert worden. Bis auf einige kleine Felsen vor der Küste, bei North Rock und vielleicht noch einige weitere Felsen im Saumriff sind in der North Lagoon und im Saumriff die pleistozänen Schichten von holozänen Ablagerungen überdeckt.

Die holozäne Sequenz wird nach unten hin durch eine stark reflektierende Diskontinuitätsfläche, die präholozäne Landoberfläche, abgegrenzt (Abb. 11). An wenigen Stellen, wo die übereinanderliegenden holozänen und pleistozänen Sedimente ähnliche physikalische Eigenschaften besitzen, verschwindet die Reflexionsfähigkeit der Diskontinuitätsfläche. Oft liegt an diesen Stellen kein Bodenhorizont zwischen holozänen und pleistozänen Schichten, die Korngrößen sind in beiden Schichten ähnlich und die pleistozänen Sedimente nicht oder nur schwach fleckenhaft zementiert (Abb. 8, Profil E; Station NL 043; Taf. 1/2). Im zentralen Teil der Lagune ist die Basis der holozänen Ablagerungen in den seismischen Aufzeichnungen nur schwer zu erkennen, obwohl hier die pleistozänen Sande stärker zementiert sind (Abb. 10, Profil N; Station NL 027; Taf. 3/3; Abb. 8, Profil E; Taf. 1/3). Die

Sedimentkerne erleichtern an diesen Stellen die geologische Interpretation der seismischen Aufzeichnungen (Station NL 002, NL 027). In Senken der präholozänen Landoberfläche ist häufig noch ein Residualboden vorhanden. Durch diesen Boden, besonders wenn er im Holozän durch torfige Sedimente überlagert wurde, wird in den seismischen Profilen ein stark reflektierender Horizont an der Basis der holozänen Ablagerungen aufgezeichnet (Taf. 3/4, 3/5).

Obere Abgrenzung der holozänen Sequenz ist der Meeresboden. Die Grenzfläche Wasser/Sediment hat einen hohen Reflexionskoeffizienten und wird in den seismischen Aufzeichnungen sehr deutlich abgebildet. So geben die seismischen Profile eine Übersicht über die verschiedenen morphologischen Elemente des Meeresbodens auf der Bermuda-Plattform. Auch die Beschaffenheit des Meeresbodens, ob Riff oder ebener Lagunenboden läßt sich in den Aufzeichnungen unterscheiden. Das Reflexionsmuster innerhalb der holozänen Sequenz ist in Riffen diffus mit kleinen hyperbelförmigen Strukturen (Punkt-Reflexionen) und in den Sedimenten des Lagunen-Bodens oder in größeren Sandwannen zwischen den Riffen schichtig (annähernd parallel).

Im untersuchten Abschnitt der Bermuda-Plattform gibt es drei physiographische Provinzen: reef front terrace, Saumriff, Lagune. Das Riffwachstum und die Rifftypen sind in den drei Provinzen verschieden.

### 3.5.2. Reef Front Terrace

Sehr starkes, flächenhaftes Riffwachstum bedeckt fast vollständig die reef front terrace (GARRETT & SCOFFIN, 1977). Einige Sandwannen unterbrechen die Riffoberfläche, die im Durchschnitt in einer Wassertiefe von 22 m liegt. Die Riffe erheben sich nur wenige Meter (max. 5 m) über den Boden der Sandwannen. Unter einigen Sandwannen ist auf den UNIBOOM-Profilen eine stärker reflektierende Diskontinuitätsfläche zu erkennen, die wahrscheinlich die Grenzfläche zwischen holozänen und pleistozänen Ablagerungen ist. Daraus ergibt sich eine durchschnittliche Mächtigkeit der holozänen Riffsedimente von ca. 6 m (Abb. 12).

Am äußeren Rand der Bermuda Plattform verläuft ein Riff, das im Durchschnitt bis zu 5 m über dem Oberflächenniveau der reef front terrace liegt (Abb. 7, 8, 9, Profile: B, C, E, G, I, J; Taf. 1/1). STANLEY & SWIFT (1968; STANLEY, 1970) bezeichneten dieses Riff als "drowned reef".

Vor diesem Riff fällt der Hang der Bermuda Plattform sehr schnell bis auf ca. 50 m ab. Dort ist eine deutliche Kante. Unterhalb ist der Hang noch steiler. Eine ähnliche Hangform gibt es in Neu Guinea (CHAPPELL, 1974) und in Belize (JAMES & GINSBURG, 1979). Im oberen Hang ist - nicht in allen Profilen gut zu erkennen - eine 35 m Terrasse ausgebildet (MEISCHNER & MEISCHNER, 1977). Auch diese Terrasse ist weltweit verbreitet (Literaturangaben bei JAMES & GINSBURG, 1979). Oberhalb 50 m sind auf den UNIBOOM-Profilen noch mehrere Riffbauten zu erkennen. Unterhalb sind Riffe seltener, und es gibt größere Sandflächen und -channels. Die Riffstrukturen bestehen in diesen Tiefen überwiegend aus Kalkalgen. Kalkalgen bilden auch die ab 50 m Wassertiefe sehr häufigen Rhodolithen (FOCKE & GEBELEIN, 1977).

### 3.5.3. Saumriff

Das Saumriff umschließt die gesamte Lagune bis auf den südlichen Teil, wo sie durch die Bermuda Inseln abgegrenzt wird (Kap. 2.1.). Ungefähr 70 % der Fläche des Saumriffs besteht aus Riffen, deren Oberflächen in weniger als 5 m Wassertiefe liegen (Taf. 1/2). An einigen Stellen werden am äußeren Rand des Saumriffs die Wellen gebrochen (Breakers).

In den seismischen Aufzeichnungen ist der pleistozäne Untergrund der Riffbauten häufig nicht zu erkennen. Falls er jedoch ungefähr auf gleicher Höhe liegt wie unter benachbarten Sandwannen, dann sind die Riffe im Saumriff durchschnittlich 9 m mächtig.

Der westliche Abschnitt des Riffs (Abb. 4) ist eine fast vollständig geschlossene Barriere. Nur wenige Einschnitte, die cuts (Hogfish Cut, Western Blue Cut, Eastern Blue Cut), unterbrechen die Riffbarriere. Größere Sandwannen sind selten. Sie sind meistens mit Sediment gefüllt und flach.

Das holozäne Saumriff bildete sich auf einer langgestreckten Erhebung des pleistozänen Untergrundes (Kap. 3.3.4.). Im westlichen Abschnitt des Saumriffs ist diese Erhebung breiter als im östlichen und erreicht häufig geringe Wassertiefen (oberhalb 15 m). Das holozäne Saumriff ist im westlichen Abschnitt ebenfalls breiter als im östlichen (Abb. 7, 9, Profile im Osten: B, C, D, E, F; Abb. 8, 9, Profile im Westen: G, I, J).

Im östlichen Abschnitt (Abb. 7) ist das Saumriff, das auf der pleistozänen Erhebung aufwuchs, nicht mehr so breit. Die hohe Riffdichte im backreef Bereich täuscht jedoch eine größere Verbreitung des Saumriffs vor. Die Erhebung des pleistozänen Untergrundes ist ebenfalls schmal und erreicht nur selten geringere Wassertiefen als 15 m. Viele enge Passagen und Sandwannen unterbrechen das Saumriff, so daß es nicht mehr so geschlossen ist wie im westlichen Abschnitt. Die Sandwannen und Passagen sind häufig tief (bis ca. 20 m) und haben oft nur wenige Meter mächtige holozäne Sedimentfüllungen. Stellenweise besteht das Saumriff fast nur noch aus einzelnen hohen Rifftürmen. Das starke Riffwachstum im backreef Bereich ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß das Saumriff relativ offen ist und den Wasseraustausch zwischen Lagune und offenem Ozean nicht sehr behindert.

An der Außenkante des Saumriffs gibt es viele algal cup reefs. Diese Riffe ragen von ca. 5 bis 15 m Wassertiefe auf. Ihre Oberfläche liegt im Gezeitenbereich, und ihr Durchmesser beträgt wenige Meter. Häufig haben sie einen Randwall und eine zentrale Depression, was ihnen die Form eines Mikroatolls gibt.

Diese Riffe bestehen überwiegend aus einem lagigen Aufbau von inkrustierenden Karbonatproduzenten (Rotalgen; *Millepora alcicornis*), die durchsetzt sind von Schalen der sessilen Schnecke *Spiroglyphus irregularis* (Vermitidae). Intern sind die algal cup reefs zementiert. Mehrere Autoren haben den Aufbau dieses Rifftyps erforscht (DEAN & EGGLESTON, 1975; GINSBURG, MARSZALEK & SCHNEIDERMANN, 1971; GINSBURG, SCHROEDER & SHINN, 1971; SCHROEDER, 1972a, 1972b, 1974; SCHROEDER & ZANKL, 1974; SHINN, 1971). GINSBURG & SCHROEDER (1973) wiesen durch <sup>14</sup>C-Altersdatierungen an Proben aus dem Inneren der Riffe (Sprengungen) nach, daß die algal cup reefs holozäne Riffbildungen sind.

#### 3.5.4. North Lagoon

Ungefähr 15 % der Fläche der North Lagoon besteht aus Riffbauten, die bis in Wassertiefen von weniger als 5 m aufragen. Im Südwesten der North Lagoon kommt noch ein spezieller Riffotyp hinzu, der nicht ins flache Wasser hochwächst. Bei diesem Riffotyp besteht das Riffgerüst überwiegend aus Korallen mit dendroiden Wuchsformen (Oculina-Millepora-Madracis Riff). Wichtigste Gerüstbildner der anderen Riffotypen sind massive Steinkorallen (Kap. 4.4.5.).

In dieser Arbeit werden innerhalb der Lagune neben dem Oculina-Millepora-Madracis Riff noch drei weitere Riffotypen unterschieden: shoals, patch reefs und Küstensaumriffe.

##### 3.5.4.1. Shoals

Die shoals sind mehrere Quadratkilometer große Riffgebiete, die die Lagune durchziehen. Größere shoals im Südwesten der Lagune sind: Ely's Flat, Rockfish Shoals, Cow Ground Flat, Green Flat; im Zentrum der Lagune: Brackish Pond Flats, White Flats, Devils Flats, Bailey's Flats und im Nordosten: Three Hill Shoals (Abb. 4).

Die Riffe im Zentrum der shoals haben oft einen Durchmesser über 500 m. Die meisten sind table reefs mit einem von Korallen und Kalkalgen aufgebauten Randwall und im Zentrum fleckenhaft verteilten 1 bis 3 m hohen Korallenbauten und flachen Sandwannen (MORRIS et al., 1977). Die Sandwannen, die eng benachbarte Riffe trennen, reichen oft nicht bis auf das Niveau des umgebenden Lagunenbodens herunter. Zum Rand hin lösen sich die shoals in einzeln stehende patch reefs auf.

Die Verbreitung der shoals wird durch Vorzeichnungen des präholozänen Untergrundes bestimmt. Wichtigstes Element ist dabei die präholozäne Topographie (Abb. 11). Der größte Teil der shoals bildete sich auf Erhebungen des präholozänen Untergrundes. Unter einigen shoals liegt der pleistozäne Untergrund bis zu 5 m über der Umgebung (Abb. 8, Profil H).

Das Riffgebiet im Südwesten der Lagune bildete sich auf einer großräumigen Erhebung des pleistozänen Untergrundes. Die shoals liegen hier sehr dicht nebeneinander (Abb. 9, Profil I). Vielleicht ist ihre langgestreckte Bogenform darauf zurückzuführen, daß sie auf pleistozänen Dünenzügen aufgewachsen sind (STANLEY & SWIFT, 1968; STANLEY, 1970).

Die Erhebung der präholozänen Landoberfläche ist unter den White Flats besonders deutlich (Abb. 8, Profile G, H; Taf. 1/4). Die White Flats bilden den nördlichen Abschluß des zentralen Hochgebietes der präholozänen Topographie. Am südwestlichen Rand dieses Hochgebietes entstanden die Brackish Pond Flats und am nordöstlichen die Bailey's Bay Flats. Die Wachstumsbedingungen der Riffe waren randlich sicherlich günstiger als im zentralen Teil des Hochgebietes, in dem die Riffdichte geringer ist.

Die Form der holozänen Riffzüge wird im nord- bis nordöstlichen Teil der Lagune ebenfalls durch Erhebungen der präholozänen Topographie bestimmt (vgl. Abb. 11 mit 3). Die Riffzüge sind hier bogenförmige Ausläufer des Saumriffs und erstrecken sich einige Kilometer weit in die Lagune. Sie entstanden auf Erhebungen, die Ausläufer eines pleistozänen Saumwalls sind (Kap. 3.3.4.).

Das Vorkommen holozäner Riffe wird nicht nur durch die präholozäne Topographie, sondern auch durch die Beschaffenheit des pleistozänen Untergrundes bestimmt. Unter dem mehreren Kilometer langen Riffgebiet der Three Hill Shoals ist nur im östlichen Teil ein erhöhter pleistozäner Untergrund zu erkennen (Abb. 7, Profil C). Unter dem westlichen Teil liegt die pleistozäne Oberfläche gleich hoch mit der Umgebung (Abb. 7, 8, 11, Profile: D, E). Hier entstanden die Riffe auf einem Untergrund, der aus stark zementierten Karbonatsanden der Sequenz 1 besteht. Wahrscheinlich konnten Riffe auf diesem stabilen Untergrund besser aufwachsen als auf schwach zementierten Sanden jüngerer Einheiten in der Umgebung (Taf. 1/3). Bailey's Bay Flats und Brackish Pond Flats wuchsen ebenfalls auf den stärker zementierten Sanden der Sequenz 1 auf, die im zentralen küstennahen Teil der North Lagoon direkt unter holozänen Sedimenten liegen (Kap. 3.3.1.).

Die UNIBOOM-Profile zeigen nur den Aufbau des Untergrundes unter den Sandwannen. Direkt unter den Riffbauten haben die seismischen Aufzeichnungen nur geringen Aussagewert. Erst Sedimentkerne, die die holozänen Riffe durchdringen, würden hier weitere Informationen ergeben.

#### 3.5.4.2. Patch Reefs

Die weitaus größte Anzahl der Bermuda Riffe sind patch reefs. Sie haben eine annähernd runde Form und einen Durchmesser von ca. 20 bis 200 m. Von einem ebenen Lagunenboden mit einer Tiefe von ca. 12 m im Zentrum der Lagune und von über 20 m im nordöstlichen Teil der Lagune ragen die patch reefs auf und erreichen Wassertiefen von ca. 2 m. Zwischen den einzelnen Korallenbauten auf der Oberfläche liegen nur schmale Sandwannen und -channels (GARRETT et al., 1971).

Innerhalb der Lagune sind die patch reefs besonders an den Rändern der shoals und in den Riffgebieten konzentriert (Abb. 3). Am dichtesten stehen sie aber im Nordosten der Lagune im Übergang zum Saumriff. Hier erreichen sie auch Höhen von bis zu 20 m (Abb. 7, Profil B; Taf. 2/1). Sehr hohe und schlanke patch reefs werden auch pinnacle reefs genannt (MORRIS et al., 1977).

Der Untergrund der patch reefs ist noch relativ unbekannt. In den seismischen Aufzeichnungen ist die Auflösung unter den Riffen zu gering, um Aussagen darüber zu machen, ob sie ebenfalls wie die shoals auf Erhebungen des präholozänen Untergrundes aufgewachsen sind. Unter vielen patch reefs scheint die präholozäne Oberfläche ihre Höhe gegenüber der Umgebung nicht zu verändern (Taf. 2/1). Dies kann durch den breiten Schallkegel bei der Schallabstrahlung hervorgerufen werden (Kap. 9.1.2.). Vielleicht reichten schmale, wenige Meter hohe Felsen, wie sie rezent vor der Nordküste Bermudas (Tobacco Bay) anzutreffen sind, aus, um das Aufwachsen eines späteren patch reefs zu initiieren. Der Aufbau und der Untergrund dieses Rifftyps kann durch Sedimentkerne weitaus besser erforscht werden als durch Reflexionsseismik.



#### 3.5.4.3. *Oculina-Millepora-Madracis* Riffe

Im südwestlichen Becken der Lagune wachsen Riffe, die sich in den seismischen Aufzeichnungen von den übrigen Riffen der Lagune unterscheiden. Sie ragen auf von einem relativ ebenen Lagunenboden bei ca. 19 m Wassertiefe und erreichen im Durchschnitt Wassertiefen zwischen 13 und 8 m. Ihre Oberfläche liegt somit meist in größerer Tiefe als die anderer Riffe. Einige dieser Riffe stehen einzeln und haben die Form von patch reefs. Sie schließen sich aber auch zu größeren Riffgebieten zusammen (Abb. 9; Profil J; Taf. 2/2; Abb. 13). Wahrscheinlich gehören auch einige tiefer liegende Riffe an anderen Stellen der Lagune zu diesem Riffotyp (GARRETT et al., 1971).

Die seismischen Profile zeigen innerhalb der Riffe ein diffuses Reflexionsmuster. Nur am reef slope, der manchmal etwas flacher ist als bei anderen Riffen der Lagune, ist ein annähernd oberflächenparalleles Reflexionsmuster zu erkennen. Die seismische Auflösung des Riffuntergrundes ist jedoch weitaus besser als beim überwiegenden Teil der Lagunenriffe. Die Riffe sind durchschnittlich 10 m mächtig.

Untersuchungen durch einen Sedimentkern (NL 033/2) und Tauchbeobachtungen (MEISCHNER) ergaben, daß das Gerüst dieser Riffe überwiegend aus Korallen mit einer dendroiden Wuchsform, *Oculina* sp., *Millepora alcicornis* und *Madracis decactis* aufgebaut wird. Nur auf den höchsten Stellen der Riffe wachsen einige massive Steinkorallen. Die Sedimentmatrix besteht zu einem hohen Prozentsatz aus feinkörnigem Karbonatdetritus, der sich in den ästigen Korallen gefangen hat (Kap. 4.4.6.). Dieser Riffaufbau vernichtet weniger seismische Energie als die aus massiven Steinkorallen und Kalkalgen bestehenden Riffe.

Die *Oculina-Millepora-Madracis* Riffe sind wahrscheinlich nicht auf Erhebungen des pleistozänen Untergrundes aufgewachsen. Nach den seismischen Aufzeichnungen liegt unter den Riffen die pleistozäne Oberfläche gegenüber der Umgebung auf gleicher Höhe. Vermutlich bildete sich dieser Riffotyp erst später im Holozän in einer schon etwas größeren Wassertiefe und auf holozänen Ablagerungen (Kap. 4.4.6.).

#### 3.5.4.4. Küstensaumriffe

Küstensaumriffe entstanden in einem wenige 100 m bis 1 km breiten Streifen entlang der Bermuda North Shore (Taf. 2/3, 8/3). Folgende Merkmale typisieren diese Riffe.

- Auf der Lagunenseite des Riffes liegt der ebene Lagunenboden immer einige Meter tiefer als auf der Küstenseite. Stellenweise ist der Bereich zwischen Küste und Riff mit Sediment aufgefüllt und besitzt nur noch geringe Wassertiefen (Profile Abb. 7 bis 10).
- Der pleistozäne Untergrund steigt zur Küste hin steil an. Auf diesem präholozänen Hang, stellenweise mit terrassierten Flächen und Felsbarren, wuchsen die holozänen Küstensaumriffe auf (Taf. 2/3). In der Verlängerung einiger Küstensaumriffe ragen oft noch Felsen aus zementiertem pleistozänen Karbonatsand aus dem Wasser (off Bailey's Bay).
- Bei einigen Küstensaumriffen bildet das holozäne Riffgerüst wahrscheinlich nur einen relativ dünnen Überzug über einen pleistozänen Kern (off Whalebone Bay).

#### 3.5.4.5. Sedimente des Lagunenbodens

Ein ebener Lagunenboden bedeckt ca. 85 % der Fläche der North Lagoon. In den seismischen Aufzeichnungen ist das Reflexionsmuster der holozänen Lagunensedimente schichtig. Die Reflexionen verlaufen annähernd parallel. In einem ca. 1 km breiten Streifen vor der Innenseite des Saumriffs und in der näheren Umgebung größerer Riffe sind die Oberfläche des Sedimentbodens und das darunterliegende Reflexionsmuster etwas unruhiger. Wahrscheinlich wird diese Unruhe durch ein Kleinrelief des Lagunenbodens hervorgerufen, das die seismischen Signale streut. Der Sedimentboden ist in diesem Abschnitt häufig sehr dicht mit Callianassa-Hügeln besetzt, die eine "Vulkanlandschaft" mit Höhenunterschieden von bis zu 1 m erzeugen.

Holozäne Sedimente nivellieren und überdecken das durch Verkarstung entstandene Kleinrelief der präholozänen Topographie (Taf. 3/2). In einigen

kleinräumigen und steilwandigen Senken der präholozänen Oberfläche, die wahrscheinlich über Karsthohlräume eingebrochen sind, werden die holozänen Sedimentfüllungen bis zu 10 m mächtig (Abb. 10, Profil M). Ähnliche Mächtigkeiten erreichen die Sedimente der *Oculina-Millepora-Madracis* Korallengemeinschaft im Südwesten der Lagune (Kap. 3.5.4.3.). Ansonsten liegt die Mächtigkeit der holozänen Sedimente innerhalb der Lagune ungefähr zwischen 1 bis 4 m (Abb. 12). Geringe Sedimentmächtigkeiten, stellenweise unter 1 m, entstanden im Zentrum der Lagune (Taf. 3/1, 3/2). Ebenfalls nur geringmächtige Sedimente (ca. 2 - 3 m) bildeten sich zwischen den patch reefs im Nordosten der Lagune (Taf. 1/2) und in den Lagunenbecken mit nur schwachem Riffwachstum (Abb. 12). In den Riffgebieten liegen die Sedimentmächtigkeiten des ebenen Lagunenbodens ungefähr zwischen 3 und 4 m. Mehr als 4 m mächtig sind die holozänen Sedimente im unmittelbaren backreef Bereich und in den Sandwannen und cuts des Saumriffs.

An einigen Stellen der Lagune wurden an der Basis der holozänen Schichten Torfe oder torfige Sedimente abgelagert (Kap. 4.4.2.). Dieses ist auch in den seismischen Aufzeichnungen zu erkennen. Die Torfe bildeten sich immer in einer Senke der präholozänen Oberfläche. Unter ihnen liegt meistens ein Boden, der in den UNIBOOM-Profilen als stark reflektierender Horizont abgebildet wird (Taf. 3/4, 3/5). Die Torfe sind oft nur geringmächtig, so daß die reflektierten Signale interferieren und in den Aufzeichnungen dünne Auslöschungshorizonte entstehen (SHERIFF, 1977). Ansonsten lassen sich die holozänen Sedimente anhand der UNIBOOM-Profile nur ungenügend differenzieren (Kap. 4.4.).

#### 3.5.4.6. Physiographische Provinzen der North Lagoon

Die präholozäne Topographie, die Mächtigkeit der holozänen Lagunensedimente und die Verteilung von Riffgebieten ermöglichen eine Unterteilung der North Lagoon in mehrere physiographische Provinzen (Abb. 13, Tab. 1).

#### 3.5.5. Volumen der holozänen Sedimente

Riffe und ebener Lagunenboden haben unterschiedliche holozäne Sedimentmächtigkeiten. Die Gesamtfläche der Riffe und des Lagunenbodens in der

North Lagoon und im Saumriff wurde planimetrisch ermittelt (Tab. 2). Dabei habe ich nur die Riffe als Riffe berücksichtigt, die oberhalb von 5,5 m Wassertiefe liegen (= 3 Fathoms, Abb. 12). Das ist die überwiegende Zahl der Riffe und größeren Riffgebiete.

Die Riffe auf den UNIBOOM-Profilstrecken sind im Durchschnitt ca. 9 m mächtig. Die Genauigkeit dieses Wertes ist jedoch nur gering, denn der pleistozäne Untergrund ist nur unter wenigen Riffen zu erkennen, und die Mächtigkeitsbestimmung beruht auf Informationen aus kleinen Sandwannen im Riff.

Die durchschnittliche Mächtigkeit der holozänen Sedimente zwischen den Riffen konnte genauer bestimmt werden. Die holozänen Ablagerungen in den Sandwannen und -channels des Saumriffs haben eine mittlere Mächtigkeit von ca. 5 m (UNIBOOM-Profile, Abb. 7 bis 10). Die Abweichungen von diesem Mittelwert liegen bei einigen Metern, denn im Bereich des Saumriffs ist die Tiefenlage des pleistozänen Untergrundes und die Mächtigkeit der holozänen Sedimente regional sehr unterschiedlich (Abb. 6, Profil M, Abb. 7 und 8). Die Sedimentmächtigkeiten innerhalb der Lagune sind konstanter. Abweichungen vom Mittelwert sind nur gering.

Berechnet wurde die durchschnittliche Mächtigkeit der holozänen Sedimente auf zwei Wegen. Mit planimetrischen Verfahren wurde aus der Karte der holozänen Sedimentmächtigkeiten (Abb. 12) eine durchschnittliche Mächtigkeit von 2,6 m ermittelt. Aus den seismischen Aufzeichnungen der UNIBOOM-Profilstrecken ließ sich ein Mittelwert der holozänen Sedimentmächtigkeiten von 2,7 m errechnen.

Fläche mal durchschnittliche Mächtigkeit der einzelnen Ablagerungen ergibt das Volumen der holozänen Sedimente (Tab. 2). Das Volumen der holozänen Ablagerungen der reef front terrace (ca. 390 km<sup>2</sup>, überwiegend Riffe, Mächtigkeit ca. 6 m, Kap. 3.5.2.) ist mindestens ebenso groß wie das der Sedimente der North Lagoon und des Saumriffs zusammengekommen.

Die Volumenbestimmung kann nicht mehr sein als eine ungefähre Abschätzung. Berücksichtigt man Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der durchschnittlichen Sedimentmächtigkeiten von ca.  $\pm 20\%$  (Riffe  $\pm 2$  m, Lagunenboden  $\pm 0,5$  m) und von ca.  $\pm 10\%$  beim Verhältnis Riff/Sedimentboden, dann weichen die Volumenswerte im Extrem um ca.  $\pm 50\%$  vom Durchschnitt ab.

Die mittlere Mächtigkeit der holozänen Ablagerungen der North Lagoon und des Saumriffs (Riffe + Sedimentboden) beträgt 5,2 m. Die präholozäne Oberfläche liegt in diesen Gebieten im Durchschnitt 17,7 m unter dem Meeresspiegel (planimetrisch ermittelt aus Abb. 7). Nach der Kurve des holozänen Meeresspiegelanstiegs (Kap. 5.4.) ergibt sich daraus eine mittlere Überflutungsdauer von ca. 8500 Jahren und eine Sedimentationsrate von ca. 0,61 m/1000 y. Die Sedimentationsrate im Saumriff beträgt ca. 0,92 m/1000 y und innerhalb der Lagune 0,43 m/1000 y.

In dem Riffgebiet Süd Floridas wurde von ENOS (1977) ebenfalls das Volumen der holozänen Sedimente (Riffe + Sedimentboden) bestimmt. Aus den von ihm veröffentlichten Tabellen (ENOS, 1977, Tab. 12, 13) läßt sich eine durchschnittliche holozäne Sedimentationsrate von 0,63 m/1000 y errechnen (mittlere Tiefenlage des pleistozänen Untergrundes 9,7 m). Im Saumriff (outer margin) ist die holozäne Sedimentationsrate 0,90 m/1000 y und im backreef Bereich (inner margin) 0,48 m/1000 y. Diese Werte beruhen jedoch auf der Annahme, daß die Sedimentation erst unterhalb 3 m Wassertiefe begann.

Die holozänen Sedimentationsraten Bermudas und Süd Floridas stimmen gut überein. Das darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, daß diese Werte nur die Resultate von Modellrechnungen mit unzureichenden Ausgangsdaten sind und ein natürliches System nur innerhalb weiter Grenzen annähernd genau erfassen können.

#### 4. Sedimentologie

##### 4.1. Erforschungsgeschichte der Sedimente

NELSON (1837) erkannte wohl als erster, daß Zerfallsprodukte karbonatischer Skelette mariner Tiere und Pflanzen die Sedimente der Bermuda Plattform bilden (Kap. 2.3.1.).

HEILPRIN (1889) machte darauf aufmerksam, daß nur ein vergleichsweise sehr geringer Anteil der Sedimente aus Korallen-Fragmenten besteht. Kalkalgen- und Schalenbruchstücke sind die häufigsten Komponenten. Die in mehreren vorangegangenen Veröffentlichungen gebräuchliche Bezeichnung der Sedimente als "coral sands" ist unzutreffend.

AGASSIZ (1895) und BIGELOW (1905) führen die Entstehung feinkörniger Sedimente auf Erosion und Verwitterungsprozesse der Äolianite zurück. VERRILL (1907) mißt diesem Prozeß bei der Genese der feinkörnigen Sedimente nur geringe Bedeutung zu. Wichtiger erscheint ihm die Zerkleinerung der Partikel durch sedimentfressende Organismen.

BIGELOW (1905) untersuchte eine größere Serie von Sedimentproben. Er beschreibt die Zusammensetzung der Sedimente und unterscheidet drei Sedimenttypen: blue muds, white marls und shell sands.

- Blue muds bilden sich in sehr abgeschlossenen und geschützten bays. Sie enthalten Pflanzendetritus, viel terrigenes Material und sind arm an lebender Fauna.
- White marls bestehen aus sehr feinkörnigem Karbonatsand und -silt. Sie werden in den tiefen, geschützten Becken der Lagune abgelagert und enthalten ebenfalls nur wenig lebende Fauna.
- Shell sands bestehen aus relativ grobkörnigen Fragmenten mit unterschiedlichem Gehalt an feinkörnigem Material und einer relativ großen Anzahl lebender Organismen. Diese Sande werden überwiegend im flachen, bewegten Wasser abgelagert, zum einen bleiben sie am Ort der Karbonatproduktion, teilweise werden sie aber auch durch Wasserströmung verfrachtet.

Die Sedimente sind meistens eine Kombination mit unterschiedlichen Anteilen der drei Sedimenttypen.

TODD (1939) analysierte die Korngrößenzusammensetzung rezenter Sedimente. Sie erkannte, daß die Sedimente verschiedener topographischer Lokaltäten (Strände, inshore waters, äußere Lagune, Saumriff und reef front terrace) jeweils spezifische Korngrößenzusammensetzungen haben.

Die feinkörnigen Sedimentpartikel im Feinsilt- und Ton-Bereich bestehen wie auch die größeren Sedimentpartikel aus Fragmenten von Kalkskeletten. Es sind überwiegend Aragonit-Nadeln, die von Kalkalgen (meistens Codiaceen) gebildet werden (LOWENSTAM, 1955).

GROSS (1961) vergleicht die Zusammensetzung rezenter und pleistozäner Sedimente der Bermuda Platform. Häufige Bestandteile der rezenten Lagunensedimente sind Halimeda, Molluskenschalen und die Foraminifere Archaias. Anorganische Karbonat-Ausfällungen sind in den rezenten Sedimenten nicht nachzuweisen.

Die mineralogische Zusammensetzung der rezenten Karbonatsedimente wird durch das Mischungsverhältnis der Skelettfragmente unterschiedlicher Karbonat produzierender Organismen bestimmt. Die Karbonatskelette verschiedener Organismen unterscheiden sich häufig in der mineralogischen Zusammensetzung (Kap. 9.7.4.). Feinkörnige Sedimente mit einer für das Saumriff typischen Zusammensetzung werden nur eine geringe Entfernung landwärts transportiert (CHAVE, 1962; CHAVE et al., 1962).

Die Verteilung der Fragmente von Homotrema rubrum auf der Bermuda Platform ist ebenfalls ein Beweis für den starken off-shore Transport der im Saumriff und auf der reef front terrace produzierten Sande (BARNHART, 1963; MACKENZIE et al., 1965). Homotrema rubrum ist eine sessile Foraminiferenart, die im Saumriff und auf der reef front terrace eine hohe Populationsdichte hat. Fragmente dieser Foraminiferen sind dank der roten Skelettfärbung ein geeigneter Indikator für Sedimenttransport.

BARNHART (1963) führte weitere Untersuchungen an den von CHAVE (1962) und CHAVE et al. (1962) genommenen Proben durch. Nach einer Auftrennung in einzelne Korngrößenfraktionen analysierte er die Zusammensetzung der Fraktionen > 590 µm unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferenfauna. Die untersuchten Sedimentproben liegen auf einem Nord-Süd Profil der Bermuda Platform, North Rock - Castle Harbour - South Shore. Es gibt zwar deutliche Unterschiede zwischen der Sedimentzusammensetzung der South Shore, des Castle Harbours und der North Lagoon, aber auf der Profiltraverse innerhalb der North Lagoon sind die untersuchten Sedimentparameter nur wenig differenziert.

Eine Beprobung und Analyse unterschiedlicher Faziesbereiche ergibt aber auch in der North Lagoon verschiedene Ergebnisse. SCHROEDER (1965) analysierte die Zusammensetzungen von 6 Sedimentproben der Traverse North Rock - North Shore St. Georges Island. Er unterscheidet drei Typen sedimentproduzierender Communities.

1. "between shoal community", vorherrschend Mollusken, feinkörniges Sediment
2. "inner shoal community", vorherrschend Algen, grobkörniges Sediment
3. "outer shoal community", hoher Anteil an Foraminiferen (besonders Homotrema rubrum) und Korallen

Häufigkeit und Diversität der Gastropoden liefern weitere Argumente für diese Unterteilung.

UPCHURCH (1970) erfaßte mit ca. 200 Proben die gesamte Fläche der Bermuda Platform. Die Daten der Korngrößenanalyse und der Grobkornanalyse der Fraktion > 2 mm wurden durch Faktoranalyse ausgewertet. Der Autor teilt die Sedimentböden der Bermuda Platform in 7 Biotope auf.

- |                    |                                   |
|--------------------|-----------------------------------|
| Reef-front terrace | 1. reef-front terrace biotope     |
| Reef tract         | 2. north reef biotope             |
|                    | 3. central and south reef biotope |
|                    | 4. boiler biotope                 |



- Lagoon
5. nearshore-sandy substrate biotope
  6. nearshore-muddy substrate biotope
  7. basin center biotope

Diese Einteilung ist sehr grob und entspricht ungefähr den physiographischen Provinzen der Bermuda Platform (Kap. 2.1.). Die küstennahen, oft sehr kleinräumigen Biotope in bays und ponds werden nicht oder nur ungenügend berücksichtigt, obwohl dort häufig sehr spezielle Sedimente abgelagert werden.

Diese kleinräumigen Biotope wurden in mehreren Arbeiten von Studenten des "Seminar on Organism-Sediment Interrelationships" untersucht (publiziert in: GINSBURG & GARRETT, 1969; GINSBURG & STANLEY, 1970; MACKENZIE et al., 1970; BRICKER et al., 1971). Einige dieser Arbeiten befassen sich auch mit den ebenfalls relativ kleinen, aber sehr häufigen patch reefs in der North Lagoon. Prozesse der Sedimentation im Riff wurden von GARRETT et al. (1971), SCOFFIN (1972), JORDAN (1973) und SCOFFIN & GARRETT (1974) untersucht. Sedimente der patch reefs werden nur eine geringe Entfernung vom Riff weg in die tieferen Lagunenbecken transportiert.

Die Riffe und Sedimente im Castle Harbour wurden von DRYER & LOGAN (1978) beschrieben.

NEUMANN (1965) untersuchte die Sedimente im Harrington Sound und beschrieb die *Oculina*-Zone, die durch das massenhafte Vorkommen der ästigen Koralle *Oculina* sp. in Wassertiefen von ca. 9 bis 17 m ausgeschieden wird. Für neuere Untersuchungen der Harrington Sound Sedimente wurden einige kurze Sedimentkerne entnommen, die Rückschlüsse auf die holozäne Entwicklung der Sedimente zulassen (WEFER et al., 1981; HEINRICH, 1982).

Während unserer Forschungsaufenthalte in Bermuda haben wir auch mehrere sehr lange Sedimentkerne aus dem Harrington Sound und aus anderen inshore waters genommen, die bis in ältere pleistozäne Schichten zurückreichen.

#### 4.2. Sedimentkerne und Proben der Sedimentoberfläche

Die Entnahme langer Sedimentkerne (Methodik: MEISCHNER et al., 1981b und Kap. 9.4.1.) ermöglichte die räumliche und zeitliche Analyse der holozänen Fazieskörper. Dies war ein erheblicher Vorteil gegenüber den oben zitierten Arbeiten, in denen oft nur die Sedimentoberfläche untersucht wurde.

Die Sedimentkerne liegen fast alle auf UNIBOOM-Profilstrecken (Abb. 4). Die seismischen Aufzeichnungen geben wichtige Informationen über Sedimentmächtigkeiten in der Umgebung einer Kernstation und über den Aufbau des tieferen Untergrundes.

Zusätzlich zu den Sedimentkernen wurden auch Proben von der Sedimentoberfläche und von einigen Stränden der North Shore entnommen und analysiert. Die Korngrößenverteilungen der Proben geben Hinweise auf die Sedimentationsprozesse und auf die Fazies rezenter Sedimente (Abb. 21, 22, 23).

#### 4.3. Sedimente des pleistozänen Untergrundes

Holozäne Sedimente der Bermuda Platform überlagern pleistozäne Sedimente. Überwiegend sind das Kalksande, die während der Warmzeiten bei einem hohen Meeresspiegelstand abgelagert wurden, oder auch Residualböden, die bei der subaerischen Verwitterung der Karbonatsande entstanden. Auf der Station NL 001 bilden pleistozäne Torfe den Untergrund der holozänen Sedimente.

##### 4.3.1. Pleistozäne Karbonatsande

Die pleistozänen Karbonatsande der Bermuda Platform sind Ablagerungen mehrerer Warmzeiten. Unabhängig vom Alter lassen sich zwei verschiedene Typen von Karbonatsanden unterscheiden:

- subaerisch abgelagerte Karbonatsande (Dünen, Äolianite)

- subaquatisch abgelagerte Karbonatsande (marine Flachwasserkarbonate)

Je tiefer die Grenzfläche zwischen holozänen und pleistozänen Sedimenten unter M.S.L. liegt, um so wahrscheinlicher bilden pleistozäne marine Flachwasserkarbonate den Untergrund der holozänen Schichten.

Die Basis der holozänen Schichten besteht häufig ebenfalls aus marinen Flachwasserkarbonaten, die sich nur geringfügig von den pleistozänen Sedimenten unterscheiden. Einige Kriterien erlauben aber in den Kernen der North Lagoon eine Abgrenzung zwischen holozänen und pleistozänen Sedimenten.

— Zementation:

Pleistozäne Karbonatsande können unterschiedlich stark zementiert sein (Kernbeschreibung; Taf. 4/2). In einigen Kernen sind sie jedoch nicht oder stellenweise nur schwach zementiert (NL 040, NL 041, NL 043, NL 047, NL 050). Holozäne Sedimente sind nicht zementiert. An der Basis der holozänen Sedimente ist aber häufig zementierter pleistozäner Karbonatsand aufgearbeitet und bildet Gerölle (NL 027, NL 030, NL 033/2, NL 036 - NL 038, NL 041, NL 042, NL 050).

— Fauna:

Die meisten Faunenelemente der Karbonatsande kommen sowohl in pleistozänen als auch in holozänen Ablagerungen vor. Einige Muschelarten sind jedoch in pleistozänen Schichten häufig und fehlen in den untersuchten holozänen Ablagerungen.

Transennella sp.

Linga pensylvanica

Glycymeris sp.

Chione cancellata

Schalen dieser Muscheln werden auch in den marinen pleistozänen Ablagerungen an Land gefunden (RICHARDS et al., 1969). Rezent sollen sie auf der Bermuda Plattform nicht mehr oder nur noch selten am Plattform-Hang vorkommen (PEILE, 1927; ABBOTT, 1974). Besonders Transennella-

Schalen haben hohen Leitwert, da sie auch noch in sehr gut sortierten und sonst schillfreien pleistozänen Sanden recht häufig sind.

Bei der holozänen Transgression können diese für das Pleistozän typischen Muschelschalen jedoch aufgearbeitet werden und als Geisterfauna - oft mit anzementiertem Karbonatsand - auch in holozäne Ablagerungen gelangen.

— Korngrößenverteilung:

Die pleistozänen Karbonatsande sind überwiegend sehr gut sortiert und unimodal mit einem Korngrößen-Häufigkeitsmaximum im Mittelsand (NL 001/3, NL 040, NL 041, NL 050). Die Korngrößenverteilung ist ähnlich der rezenter Strandsande der North Shore (Proben SB 2, GB 3, Abb. 21). Korngrößen im Silt- und Tonbereich sind nur sehr selten.

Es gibt jedoch auch Ausnahmen, wie z.B. das pleistozäne Sediment im Kern NL 033/2 (Abb. 32). Es ist sehr schlecht sortiert und hat eine ähnliche Korngrößenverteilung wie darüberliegende holozäne Seegraswiesen-Sedimente.

— Sedimentzusammensetzung:

Im Gegensatz zu holozänen Lagunensedimenten enthalten die pleistozänen Karbonatsande viel häufiger Riffdetritus. Fragmente von Homotrema rubrum und von Rhodophyceen (Goniolithon) sind ebenfalls recht häufig. Die pleistozänen Sedimente in der Lagune haben oft eine ähnliche Zusammensetzung wie rezente Sedimente im Bereich des Saumriffs.

— Wurzelstrukturen:

In den pleistozänen Sanden einiger Kerne sind Wurzelstrukturen ausgebildet. Das organische Material der Wurzeln ist größtenteils noch vorhanden. Einige Wurzelstrukturen sind zementiert und wahrscheinlich schon im Pleistozän entstanden. Dies bedeutet: entweder eine Ablagerung und Durchwurzelung der Sande im backshore Bereich oder eine Durchwurzelung der Sedimente in einer Kaltzeit nach der Regression des Meeres. Ein großer Teil der Wurzelstrukturen wird zu Beginn des Holozäns entstanden sein. Der holozäne Meeresspiegelanstieg bewirkte einen Rück-

stau und Anstieg des Grundwasserspiegels und ermöglichte verstärktes Pflanzenwachstum (Kap. 4.4.2.). Der durchwurzelte Residualboden selbst ist häufig nicht mehr überliefert (NL 019/2, NL 033/2, NL 042, NL 043).

Der überwiegende Teil der beprobten pleistozänen Karbonatsande ist in einem weniger geschützten und energiereicherem Milieu abgelagert worden als die heutigen Lagunensedimente.

#### 4.3.2. Pleistozäne Torfe

Schwieriger als die Abgrenzung zwischen holozänen und pleistozänen Karbonatsanden war die Festlegung der Grenze Holozän/Pleistozän auf der Station NL 001. Erst durch Altersdatierungen ( $^{14}\text{C}$ -Methode, Dr. H. ERLLENKEUSER, Univ. Kiel) wurde festgestellt, daß die dort gekernteten Torfe und Torfmudden schon im Pleistozän abgelagert wurden und nicht die Basis der unmittelbar darüberliegenden holozänen Sedimente bilden (Tab. 17). Dies war um so überraschender, weil die torfigen Sedimente von einer Karbonatgyttja (Holozän) überlagert werden und scheinbar eine für das Holozän typische Transgressions-Abfolge vorliegt.

Die Grenzen der Datierungsmethode sind bei diesen hohen Alterswerten erreicht. Wahrscheinlich sind die Torfe sehr viel älter als die ermittelten  $^{14}\text{C}$ -Alter. Es ist nicht auszuschließen, daß die Torfe im Holozän durchwurzelt wurden und so das  $^{14}\text{C}$ -Alter reduziert wurde.

Wahrscheinlich bildeten sich diese Torfe bei einem Meeresspiegelhochstand der regressiven Phasen des Sangamon Interglazials. Im Gegensatz zu fast allen holozänen Torfen (Transgression) ist unter den pleistozänen Torfen kein toniger Boden (meistens eine kaltzeitliche Bodenbildung) entwickelt. Im Kern NL 001/5 geht der obere Bereich der pleistozänen Torfmudden in ein toniges Sediment über.

#### 4.3.3. Böden

In die pleistozänen Karbonatsande der Bermuda Plattform sind häufig Böden eingeschaltet (SAYLES, 1931). Hauptbestandteile der Böden sind Tonminerale, Eisen- und Aluminiumoxide, Quarz und Phosphate. Viele Böden sind karbonatfrei. Die Oxide und Tonminerale sollen überwiegend amorph sein (RUHE et al., 1961). Eisenoxide färben die Böden rot.

Die größte Verbreitung hatte die Bodenbildung während der pleistozänen Kaltzeiten, denn bei einem niedrigen Meeresspiegelstand bildete die gesamte Bermuda Plattform eine große Landfläche. Es entstanden Böden, die heute unter dem Meeresspiegel liegen. Auch auf der rezenten Landoberfläche entwickeln sich Böden.

Zwei unterschiedliche Bodentypen sind:

- autochthone Böden
- allochthone Böden; zusammenschwemmtes Bodenmaterial, auch von älteren Böden

Das Bodenmaterial besteht nur zum geringen Teil aus den unlöslichen Rückständen verwitterter Karbonate (RUHE et al., 1961). Mit der Luft verfrachteter Staub bildet einen erheblichen Anteil des Bodenmaterials (BRICKER & PROSPERO, 1969; BRICKER & MACKENZIE, 1970).

Bodenbildung und Karstverwitterung der pleistozänen Karbonate stehen in enger Wechselwirkung zueinander. Sie sind wichtige Faktoren bei der Formung des präholozänen Reliefs (Kap. 3.3.4.). Im Humus des Bodens ist organischer Kohlenstoff angereichert. Beim Abbau des organischen Materials wird der Kohlenstoff zu  $\text{CO}_2$  aufoxidiert, der  $\text{CO}_2$ -Partialdruck der Bodenluft und des Bodenwassers erhöht sich erheblich (PLUMMER, 1970; PLUMMER et al., 1976). Dieses Bodenwasser kann größere Mengen an Karbonat lösen. VACHER (1978) errechnete eine mögliche Absenkung der Landoberfläche durch Lösung von 4 bis 6 m in 120 000 Jahren. Besonders groß ist die Vertiefung primärer Senken der Landoberfläche. Das Pflanzen-

wachstum ist in den Senken durch ein günstiges Kleinklima und bessere Wasserversorgung häufig stärker als in der Umgebung (PURDY, 1974a). Es bilden sich mächtigere Bodenablagerungen in den Senken. Reliefversteilung bewirkt zusätzlich, daß Bodenmaterial von den Hängen heruntergespült wird. Das Bodenmaterial in den Senken wird von unten nach oben immer stärker allochthon. Pflanzenwachstum und die Bodenbildung verringern sich auf den Erhebungen, was dort nur noch eine relativ schwache Absenkung durch Lösung bewirkt (PURDY, 1974a). Durch diesen Prozeß sollen auf Bermuda Reliefunterschiede bis zu 20 m entstanden sein (VACHER, 1978).

Der Untergrund der holozänen Sedimente in der North Lagoon wird stellenweise von pleistozänen Böden gebildet (NL 021/1, NL 025, NL 031/4, NL 039, NL 040, NL 044 - NL 049, NL 051). Aus den UNIBOOM-Profilen und aus der Fazies der über den Böden liegenden holozänen Sedimente ist zu erkennen, daß sich die Böden in Senken der ehemaligen Landoberfläche bildeten. In diesen Senken wurden sie auch nicht so leicht bei der holozänen Transgression erodiert.

Diese Böden liegen alle unter dem heutigen Meeresspiegel. Sie unterscheiden sich durch eine dunkle, olivgrüne Farbe und durch Gehalt an Pyrit (Analyse: Röntgendiffraktometer) von den roten, an Land aufgeschlossenen Böden. Im Gegensatz zu den oxidierten Böden an Land sind die unter dem Meeresspiegel liegenden Böden chemisch reduziert. Die untersuchten Böden enthalten oft einen hohen Anteil an organischer Substanz (Pflanzendetritus), die bei der Zersetzung unter Luftabschluß vielleicht die Reduktion bewirkte.

Nur im unteren Abschnitt der Böden sind noch stellenweise einige stark angelöste Karbonatstücke oder kleine Karbonatpartikel erhalten (NL 048, Taf. 7/4). Sonst ist das tonige, silikatische Bodenmaterial karbonatfrei (NL 044, Taf. 4/1). Der obere Abschnitt der Böden enthält häufig Pflanzendetritus (z.T. Blätter). Wahrscheinlich besteht dieser Abschnitt aus zusammenschwemmtem Material (allochthoner Boden). Wurzelstrukturen sind in den meisten Böden recht häufig.

Der auf Station NL 021 gekernte Boden enthält stark verwittertes vulkanisches Gestein.

#### 4.3.4. Grenze Holozän/Pleistozän

Zu Beginn des Holozäns vor ca. 10 000 Jahren lag der Mean Sea Level (M.S.L.) noch mehr als 25 Meter unter dem heutigen (Kap. 5.4.). Oberhalb des Meeresspiegels entstanden noch Böden, ungefähr im Niveau des Meeresspiegels bildeten sich stellenweise Torfe, und submarin wurden schon Karbonatsande abgelagert.

In dieser Arbeit wurde die Grenze Holozän/Pleistozän an die Basis der transgressiven Schichtenfolge gelegt. Die Basisschichten sind entweder Flachwassersande oder torfige Sedimente.

Nicht alle Böden, auf denen diese Basisschichten auflagern, haben ein pleistozänes Alter. Auf der während des holozänen Meeresspiegelanstieges langsam kleiner werdenden Landoberfläche bildeten sich auch im Holozän noch Böden. Besonders der überwiegend zusammenschwemmte obere Bereich der Böden ist häufig schon Holozän (z.B. Kern NL 049, Abb. 41; und Altersdatierung Kern NL 051, Abb. 42; Tab. 17). In den Kernen ohne Altersdatierung der Bodenschichten wurde die Grenze holozäne Ablagerung/pleistozäner Untergrund oberhalb des Bodens gelegt. Diese Grenze ist heterochron, die Abweichung zur isochronen Holozän/Pleistozän Grenze ist aber nur gering (CURRAY, 1961; LOGAN et al., 1969).

#### 4.4. Holozäne Sedimente

Auf der Bermuda Platform existieren rezent viele unterschiedliche Sedimentationsräume nebeneinander.

Oberhalb der Gezeitenzone werden Dünen abgebildet, oder stellenweise entwickeln sich Böden. In Senken der Landoberfläche wird Bodenmaterial zusammenschwemmt. Dort können temporäre wetland-Milieus mit starkem Pflanzenwuchs entstehen (STERRER & WINGATE, 1981).

Im Niveau des Meeresspiegels gibt es Torfbildungen. An Küstenabschnitten mit geringer Exposition oder an den Ufern der ponds wachsen Mangroven.



Mit ihren Wurzeln fangen und stabilisieren sie das feinkörnige Sediment. An der exponierten South Shore gibt es ausgedehnte Strände. An der North Shore sind Strände seltener.

Unterhalb des Gezeitenbereichs werden je nach Milieu oft sehr verschiedene Karbonatsedimente abgelagert. Karbonatsedimente werden nicht nur in den Riffen und auf den Sedimentböden der North Lagoon und der inshore waters gebildet, sondern auch in den von Land umschlossenen ponds und in den durch eine Barre mehr oder weniger stark abgeschlossenen bays. Diese Sedimentationsräume sind je nach Wassertiefe, Exposition und anderen Umwelt-Faktoren faziell oft stark differenziert.

Bei der Analyse der holozänen Sedimente wird von folgenden Annahmen ausgegangen:

- Die holozänen Sedimente wurden in ähnlichen Faziesbereichen abgelagert wie rezente Sedimente.
- Im Rezenten nebeneinanderliegende Fazies-Einheiten können während der holozänen Sedimentationsgeschichte zeitlich aufeinander folgen (WALTHER'sche Regel; WALTHER, 1893/94, S. 979).

In dieser Arbeit wurden die Sedimente mehrerer rezenter Fazies-Einheiten der Bermuda Platform nicht untersucht. Informationen über diese Fazies-Einheiten, besonders die der stärker vom Meer abgeschnittenen Sedimentationsräume, habe ich der Literatur entnommen.

#### 4.4.1. Basis des Holozäns

Die Basis der holozänen Ablagerungen wird häufig von akkumuliertem Bodenmaterial gebildet (Kap. 4.3.3.). Dieses Sediment wurde oberhalb des Meeresspiegels mehr oder weniger kontinuierlich vom Pleistozän bis in das Holozän hinein gebildet (Kap. 4.3.4.).

Wahrscheinlich sind die oberen Bereiche der Böden schon überwiegend holozäne Bildungen. Besonders in Senken wurde viel Bodenmaterial und Pflanzen-

detritus zusammenschwemmt. In diesen Senken, besonders im Niveau des Grundwasserspiegels bildeten sich wetlands mit starkem Pflanzenwachstum (STERRER & WINGATE, 1981).

#### 4.4.2. Organogene Süß- und Brackwassersedimente

##### 4.4.2.1. Torfe

In den peat marshes auf Bermuda werden auch rezent noch Torfe gebildet. Die peat marshes liegen in Senken der Landoberfläche innerhalb der Süßwasserlinsen des Grundwassers. Wegen der hohen Permeabilität des Untergrundes und der relativ kleinen Landoberfläche gibt es zur Zeit nur wenige und kleinräumige Süßwasserlinsen (PLUMMER et al., 1976; Kap. 2.2.2.). Der Grundwasserspiegel stellt sich auf das Niveau des Meeresspiegels ein. Im Durchschnitt liegt die Oberfläche der rezenten Süßwasserlinsen ca. 0,3 m über Mean Sea Level (VACHER, 1978; bedingt durch die geringere spezifische Dichte des Süßwassers, abhängig von der Permeabilität des Untergrundes, der Entfernung zur Küste und von den Niederschlags- und Verdunstungsmengen). In diesem Niveau über M.S.L. bilden sich auch die rezenten Torfe (KNOX, 1940; "Ordonance Datum" entsprach damals ungefähr M.S.L.).

Zu Beginn des Holozäns war die Landoberfläche noch größer als heute. Süßwasserlinsen waren häufiger und größer. Im Rückstau des Grundwasserspiegels während der holozänen Transgression entstanden Torfe in mehreren Senken der ehemaligen Landoberfläche der North Lagoon (Stationen: NL 023, NL 031, NL 039, NL 040, NL 047 - NL 049, NL 051; Taf. 7/3, 7/4, 8/1). Die Oberfläche der damaligen peat marshes lag wahrscheinlich ebenfalls einige Dezimeter über M.S.L. .

Durch Pollenanalysen unterschied KNOX (1940) zwei Torftypen der peat marshes:

- woody layers: viel Myrica cerifera (Wachsmyrte) und Farn-Pollen, wenig Gras-Pollen; diese Pflanzen bildeten ein dichtes Unterholz unter Zedern und Palmetto;  
entstanden bei tieferem Grundwasserstand

- interwoody layers: sehr viel Gras-Pollen und wenige Myrica- und Farn-Pollen; überwiegend Bewuchs durch Gräser und wenige Farne; Zedern und Palmetto wuchsen nur randlich;  
entstanden bei einem hohen Grundwasserstand, vielleicht schon einige freie Wasserflächen.

Die Torfe an der Basis der holozänen Sedimente in der North Lagoon sind nur geringmächtig und meistens undifferenziert. Sie haben nur selten im unteren Abschnitt ein fibrös, filziges Gefüge ("fibrous peat"; DAVIS, 1946) und sind überwiegend weich und plastisch. Sie entsprechen stärker dem "interwoody layer"-Typ. Im oberen Bereich der Torfe werden vertikale Pflanzenstrukturen seltener. Dort sind die Torfe häufig geschichtet und bilden einen Übergang zur Torfmudde.

#### 4.4.2.2. Torfmudden

Torfmudden bestehen aus dem verfrachteten Detritus torfproduzierender Pflanzen ("sedimentary peat"; DAVIS, 1946). Es sind allochthone Torfbildungen, die häufig schon unter Wasserbedeckung abgelagert wurden. Torfmudden sind meistens feingeschichtet.

Schalen der Süßwasserschnecke Planorbis uliginosus sind in holozänen Torfmudden des Harrington Sounds vorhanden (ERLENKEUSER et al., 1981; HEINRICH, 1982). Diese Schneckenart kommt rezent nur in den Süßwasser-Milieus der peat marshes vor und ist deshalb ein ideales Fazies-Fossil. Paludestrina bermudensis hat eine größere ökologische Toleranz. Sie kommt sowohl in den peat marshes als auch in den fast vollmarinen ponds vor (HAAS, 1952).

In den North Lagoon Kernen wurde Planorbis uliginosus in dem Basalschill von NL 001/3 und in dem aufgearbeiteten Residualton im Kern NL 049 gefunden. Paludestrina bermudensis war schon etwas häufiger (NL 001/3, NL 001/5, NL 031/4).

Die Seltenheit dieser Schneckenschalen und die nur geringmächtigen Torf- und Torfmuddenablagerungen deuten auf einen relativ raschen Wechsel von Süß- zu Salzwasser hin.

#### 4.4.2.3. Karbonatgyttjen

Im Gegensatz zu den Torfmudden enthält die Karbonatgyttja neben der organischen Komponente einen höheren Anteil an mineralischen Komponenten, überwiegend Karbonaten. Typisch ist eine Feinschichtung aus hellen, karbonatreichen Lagen und dunklen Lagen mit viel feinkörnigem Pflanzendetritus (NL 001/3, NL 001/5, NL 031/4).

Als Gyttjen werden zwar überwiegend nur limnische Sedimente bezeichnet (STACH et al., 1975; MÖRNER, 1978), die typischen Kriterien einer Gyttja treffen aber auch auf die holozäne Karbonatgyttja zu. Die organische Substanz besteht aus allochthonem Pflanzendetritus (u.a. Seegrasstückchen) und aus autochthonem Pflanzenmaterial (dicke Grünalgenmatten, u.a. Caetomorpha crassa, GOULD, 1968; aber auch Cyanophyceen-Matten, Schizothrix sp., det. J. SCHNEIDER, Univ. Göttingen). Das Ablagerungsmilieu lag in mixo- bis euhalinen, nicht sehr tiefen ponds. Die zum Meer hin relativ abgeschlossene Lage des Sedimentationsraumes führte zu stärkeren Salinitätsschwankungen (JENKS, 1970).

Der Wasserkörper hatte wahrscheinlich keine einheitliche Salinität, sondern war deutlich geschichtet - oben Süßwasser, unten Brack- oder Salzwasser - wie Lovers Lake als rezentes Beispiel (HAAS, 1952). Die sehr stabile Schichtung und die geschützte Lage der ponds verhinderten weitgehend eine Durchmischung der Wassersäule. Am Boden bestand Sauerstoffarmut. Durch Abbau der organischen Substanz lag der abgestorbene, untere Teil der Algenmatten schon im anaeroben Milieu. Das Wasser oberhalb der Grenzfläche  $O_2/H_2S$  enthielt aber noch genügend Sauerstoff für das Wachstum der Algen, auf denen einige Tiere leben konnten.

Diese Umweltbedingungen erlaubten nur wenigen Organismen eine Besiedlung des Bodens. Gastropoden, die auf der Oberfläche der Algenmatten lebten, waren von der Grenze  $O_2/H_2S$  innerhalb der Algenmatte weit genug entfernt. Mit weiter ansteigendem Meeresspiegel wurden die Umweltfaktoren für die marinen Organismen immer günstiger. Die Häufigkeit der Schneckenschalen nimmt in der Karbonatgyttja nach oben hin zu. Die Diversität ist jedoch noch sehr gering. Häufige Gastropoden sind: Vermicularia spirata, Batilla-

ria minima, Cerithium lutosum, Modulus modulus, Bulla striata, Olivella sp. und Paludestrina bermudensis (Taf. 8/1, 8/2).

Skelettfragmente mariner Tiere haben nur einen geringen Anteil an der karbonatischen Komponente der Gytjtja. Der größte Teil wird von Skelettfragmenten der Kalkalgen gebildet. Udotea, Halimeda und Penicillus sind die wichtigsten karbonatproduzierenden Grünalgen-Gattungen. Skelettfragmente von Amphiroa sp. (Rotalge) sind ebenfalls im Sediment sehr häufig (Kap. 4.4.8.2.). Amphiroa Arten siedeln unter anderem auch epiphytisch auf Udotea.

In den rezenten ponds: Spittal Pond, Lovers Lake und Walsingham Pond existieren Ablagerungsmilieus, die den fossilen Ablagerungsmilieus der Karbonatgyttja wohl sehr nahe kommen. JENKS (1970) und LISTER (1971) analysierten Sedimentkerne aus dem Spittal Pond. Diese Sedimente bestehen fast nur aus organischem Material. Am Rande des Spittal Ponds werden noch Torfe gebildet (überwiegend Gras-Torfe). Die organische Produktion durch Algen und andere Wasserpflanzen ist hoch. Die Fazies repräsentiert ungefähr den Übergang von Torfmudde zur Gytjtja. Die mineralische Komponente der Sedimente und die Diversität der Fauna sind noch gering. In den Sedimenten gibt es fast ausschließlich Ostracoden-Schalen und Schalen von Paludestrina bermudensis.

Die Sedimentationsräume der beiden anderen ponds entsprechen im Fossilen wahrscheinlich eher einem Sedimentationsraum, in dem der obere Bereich der Karbonatgyttja, der Übergang zum Karbonatsediment im geschützten back barrier Milieu (restricted marin), abgelagert wurde. Die Produktion von organischem Material ist nur noch gering (WALTON, 1969). Am Boden gibt es zwar noch ausgedehnte Algenmatten (überwiegend Grünalgen, u.a. Caetomorpha crassa; GOULD, 1968; TAYLOR & BERNATOWICZ, 1969) mit anoxischem Bodenwasser, aber auch schon freie Sedimentflächen mit sauerstoffhaltigem Bodenwasser. In diesen Bereichen können endobenthonische Muscheln leben. Codakia orbiculata ist recht häufig (HAAS, 1952; GOULD, 1968).

#### 4.4.3. Back Barrier Karbonate

Durch den holozänen Meeresspiegelanstieg wurde die Landoberfläche der Bermuda Plattform immer weiter verkleinert. Landbarren zwischen Meer und ponds wurden zunächst nur bei Springtiden an den niedrigsten Stellen überflutet. Es bildeten sich bays, die zunächst noch durch mehr oder weniger geschlossene Barren geschützt wurden (PRAT, 1935).

In diesen geschützten Milieus (back barrier) wurden Sedimente abgelagert, die sich teilweise noch stark von vollmarinen, lagunären Sedimenten unterscheiden (NL 023/2, NL 031/4, NL 040, NL 044, NL 047, NL 048; Taf. 7/1, 7/2, 7/3, 8/1). Im Übergang von einer Karbonatgyttja zu den Karbonatsedimenten des back barrier Milieus (restricted marin) nimmt der Gehalt an organischem Material ab (NL 031/4). Die Wasserflächen waren von Mangrovewäldern umsäumt. Torfbildung war auf wenige Randbereiche zurückgedrängt und hatte auf die Sedimente im Zentrum der ponds oder bays keinen Einfluß mehr. Durch den erhöhten Sauerstoffgehalt des Bodenwassers wurde organisches Material größtenteils abgebaut. Durch verstärktes Wachstum von Kalkalgen wurde immer mehr Karbonat produziert. Sedimentfressende Organismen besiedelten und durchwühlten den Sedimentboden. Es bildeten sich kaum noch feinschichtige Sedimente.

Zusammensetzung, Erhaltungszustand und Einbettung der Fauna in den gekerneten Sedimenten geben Hinweise auf das "back barrier" Sedimentations-Milieu (GOULD, 1968; WALLER, 1973; WIESER et al., 1981).

An der Basis der back barrier Sedimente sind Gastropoden besonders häufig (Bulla striata, Modulus modulus, Vermicularia spirata, Batillaria minima, Cerithium lutosum und Cerithiopsis greeni). Ihre Häufigkeit nimmt nach oben hin ab. Stellenweise gibt es im oberen Bereich der back barrier Sedimente mehrere Schalen von Astraea phoebia, einer in Seegraswiesen häufigen Gastropodenart (Kap. 4.4.4.3.; NL 031/4, NL 040; Taf. 5/1, 7/1).

Bivalviaschalen werden nach oben hin zahlreicher. Neben Codakia orbiculata wird der Boden besonders häufig von Psammotreta intastriata und Tagelus divisus besiedelt. Beide Muschelarten bevorzugen ein stark sil-

tiges Sediment (ABBOTT, 1974; FRASER, 1967; STANLEY, S.M., 1970). Tagelus divisus ist aber nicht nur in den siltigen Flachwassersedimenten häufig, sondern auch in den siltigen Sedimenten des tieferen Lagunenbodens.

Oft beginnt die holozäne Karbonatsedimentation über einer erosiven Basis (Ausnahme: Kern NL 031/4). Häufige Muschelarten dieser Basis sind Isognomon sp., Pinctada imbricata und Brachidontes domingensis. Isognomon-Arten und Pinctada imbricata leben nicht im Sediment, sondern festgeheftet an Mangrove-Wurzeln (Isognomon) und auf felsigem Untergrund (Pinctada imbricata). Brachidontes domingensis besiedelt felsigen Untergrund im Intertidal (ABBOTT, 1974). Schalen von Codakia orbicularis, einer nur in Seegrasswiesen sehr häufigen Muschelart, gibt es in einigen Kernen im oberen Bereich der back barrier Sedimente.

Der Erhaltungszustand der Schalen ist überwiegend gut. An der Basis der Sedimentabfolge haben einige Schalen Lösungsspuren. Vielleicht lagen diese Schalen längere Zeit in von Mangroven durchwurzelten Sedimenten. Viele Muschelschalen sind unzerbrochen, doppelklappig und geschlossen erhalten. Besonders häufig sind Schalen von Psammotreta intastriata in Lebendstellung im Sediment eingebettet. Mehrere Gastropodengehäuse sind noch vom Operculum verschlossen.

Die relativ gute Schalenerhaltung und die Einbettung in Lebendstellung deuten darauf hin, daß die Sedimente nicht oder nur wenig umgelagert wurden. Dies ist ein Anzeichen für geringe Wasserbewegung in einem wenig exponierten Ablagerungsraum.

Die Korngrößenverteilung der Sedimente ist ein anderes Anzeichen für geringe Wasserbewegung (NL 031/4, NL 040, NL 044, NL 048). Die Aussagekraft zur Hydrodynamik ist sicherlich nur gering, da große Teile des Sedimentbodens wahrscheinlich durch Algenmatten stabilisiert waren und die feinkörnigen Sedimentpartikel überwiegend in fecal pellets aggregiert waren (Kap. 4.4.7.1.). Die Korngrößenverteilungen der Sedimente dieser Fazies-Einheit sind aber in den verschiedenen Kernen sehr ähnlich und typisch für das back barrier Milieu.

Die Sedimente sind im allgemeinen sehr schlecht sortiert und haben einen hohen Ton- und Siltgehalt. Die vielen, nur wenig zerbrochenen Molluskenschalen bewirken, daß auch Korngrößen im Grobsandbereich und darüber vorhanden sind. Sedimente, die sich wahrscheinlich in einer Seegraswiese bildeten, haben besonders viele und große Schalen (Kerne: NL 031/4, 367 - 420 cm und NL 040, 300 - 325 cm; Taf. 5/1). Sedimentpartikel der Sandfraktion sind an der Basis des Kerns NL 031/4 im Übergang zur Gytta sehr selten. Bei einer erosiven Basis ist der Sandanteil größer (NL 048, Taf. 7/3; NL 040).

In den Kernen NL 031/4 und NL 044 werden die Korngrößenverteilungen zum Top der back barrier Ablagerungen hin immer besser sortiert. Der Tongehalt und die Häufigkeit größerer Schalenbruchstücke nehmen ab. Das Maximum der Häufigkeitsverteilung liegt im Feinsand- und Grobsiltbereich (NL 031/4) und im Übergang vom Fein- zum Mittelsand (NL 044). Vielleicht sind diese relativ gut sortierten Sedimente autochthon durch stärkere Wasserbewegung im Ablagerungsmilieu selbst entstanden, oder sie wurden bei relativ hoher Energie vor der Barre gebildet, dort ausgewaschen und in den back barrier Sedimentationsraum hineintransportiert (washover: NL 031/4, NL 039, NL 044). Die zweite Hypothese ist wahrscheinlicher, denn mehrere washover-Lagen, die Homotrema rubrum Bruchstücke enthalten und deshalb nicht im back barrier Milieu entstanden sind, sind Beweis für Sedimenttransport über die Barre hinweg in das geschützte back barrier Milieu.

Die im geschützten back barrier Milieu abgelagerten Sedimente entsprechen den von UPCHURCH (1970) beschriebenen Sedimenten des "nearshore-muddy substrate biotope". Rezent werden diese Sedimente in wenig exponierten bays oder in ponds wie dem Walsingham Pond (WALTON, 1969) gebildet. Coot Pond (BRICKER et al., 1971), Mangrove Bay (Ferry Reach; MACKENZIE et al., 1970) und Mullet Bay (OSGOOD, 1970) sind einige Beispiele für wenig exponierte bays, deren Biotop in der Literatur beschrieben sind. Charakteristisch für diese Sedimentationsräume sind die sehr differenzierten und oft kleinräumigen Fazies-Einheiten. In der Nähe der Barre entsprechen Wasserchemismus und Hydrodynamik am weitesten dem vollmarinen, lagunären Milieu. In dieser Zone entstehen ausgedehnte Seegraswiesen.



In Ufernähe sind die verschiedenen Fazieszonen oft sehr schmal. Die Wasserbewegung ist nur noch sehr gering. Wasserchemismus und -temperatur unterliegen häufig größeren Schwankungen, so daß dieser Bereich als restricted marin zu bezeichnen ist. Schwankungen des Sauerstoffgehaltes, der Alkalinität, der Salinität und der Wassertemperatur werden durch den Tag-Nacht Rhythmus und besonders durch den Gezeitenwechsel hervorgerufen. Bei niedrigen Wasserständen fließt Grundwasser aus den Uferbereichen und Wasser aus der Mangrovenzone in das randliche Flachwasser der bays. Dieses Wasser hat meistens geringe Salinitäten, eine geringe Temperatur, niedrige pH-Werte und höhere Karbonat-Alkalinitäten als das normale Bermuda Meerwasser (KUHN & SCHRÖDER, unveröffentl., BBS Summer Course 1979).

Der Anteil an organischem Pflanzendetritus von Algen, Mangroven und Seegras ist in den randlichen Sedimenten sehr hoch. Die Seegrasstückchen treiben - getragen durch anhaftende Sauerstoffperlen - von der Seegraswiese in wenig bewegte Randgebiete der bays, wo sie schließlich sedimentieren (NL 048, Taf. 7). Der Abbau der organischen Substanz kann zeitweilig zu geringen Sauerstoffgehalten des Wassers führen. Die Ablagerungen werden nur selten wieder aufgearbeitet oder durch Bioturbation gestört (vital-pantostrater Biofazies-Typ, SCHÄFER, 1962). Die Molluskenfauna dieser Zone besteht überwiegend aus Gastropoden (Epibenthos). Erst in einiger Entfernung zur Randfazies wird der Sedimentboden stärker von Bivalven besiedelt (Endobenthos). Aufarbeitung und Umlagerung des Sediments durch Wasserströmung und Bioturbation nehmen zu (vital-lipostrater Biofazies-Typ). Diese Fazies-Einheiten folgen bei der holozänen Transgression zeitlich übereinander.

Die Barre braucht nicht unbedingt aus pleistozänen Gesteinen zu bestehen. Holozänes Riffwachstum (Kap. 3.5.4.4.), die Entwicklung von Seegraswiesen oder Sandbarren können ebenfalls den Wasseraustausch der bays beeinträchtigen.

#### 4.4.4. Karbonatsedimente im vollmarinen, lagunären Milieu

Durch den holozänen Meeresspiegelanstieg wurden viele Barren im Laufe der Zeit immer stärker überstaut. Ihr Einfluß auf die Sedimentation in der

back barrier Zone nahm mehr und mehr ab. Wellenenergie und Wasserzirkulation nahmen in den bays zu und schufen vollmarine Bedingungen. In der stärker exponierten Uferzone wuchsen keine Mangroven mehr. Es bildeten sich felsige Ufer und Strände.

#### 4.4.4.1. Strandsande

Strände sind an der Bermuda North Shore im Vergleich zur South Shore (JUNG & SCHLIE, 1983) recht selten. Überwiegend liegen die Strände der North Shore in relativ offenen bays wie Tobacco Bay, Whalebone Bay, Shelly Bay, Gibbons Bay und Somerset Long Bay.

Korngrößenanalysen einiger Strandproben ergaben, daß die Strandsande aus zwei gut sortierten Korngrößenkollektiven bestehen und keine Sedimentpartikel der Silt- oder Tonfraktion enthalten. Das Häufigkeitsmaximum des einen Kollektivs liegt im Bereich von 1800 - 630  $\mu\text{m}$  und das des anderen im Bereich von 400 - 160  $\mu\text{m}$ . Die Anteile der einzelnen Kollektive am gesamten Sediment sind unterschiedlich groß. Die Probe SB 1 besteht fast nur aus dem gröberen Kollektiv, die Proben SB 2 und GB 3 fast nur aus dem feinkörnigen. Diese Proben sind gut sortiert (Abb. 21).

Das gröbere Korngrößenkollektiv wird dem foreshore zugeordnet. Das feinkörnige Kollektiv ist im backshore und inshore häufiger. Die Sande im foreshore sind wegen höherer Energieverhältnisse und dem turbulenten Transport in der breaker Zone gröber und meistens auch schlechter sortiert als die übrigen Strandsande (JUNG & SCHLIE, 1983).

In den Kernen sind typische Strandsande sehr selten. Nur die Basis der holozänen Sande im Kern NL 049 aus 1,8 m Wassertiefe im Somerset Long Bay hat eine für Strandsande typische Korngrößenverteilung (Abb. 41) und Ähnlichkeit mit der Probe SB 1 aus dem inshore von Shelly Bay (Abb. 21). Auf der Station NL 050 bilden ebenfalls recht gut sortierte Sande die Basis der holozänen Sedimente. Der für Strandsande vergleichsweise hohe Silt- und Tongehalt kann durch Bioturbation aus überlagerten Sedimenten eingemischt worden sein.

Einige Erklärungen für die Seltenheit von Strandsanden an der Basis der holozänen Sedimente sind:

- Bei dem niedrigen Meeresspiegel im frühen Holozän war die Wasserfläche der North Lagoon noch relativ klein. Die Exposition der Küste war für eine Strandbildung zu gering.
- Morphologie und Geologie des pleistozänen Untergrundes waren für eine Strandbildung nicht geeignet. Rezent sind die Strände der North Shore überwiegend dort angelegt, wo die Küstenmorphologie nicht zu steil ist oder der anstehende pleistozäne Karbonatsand nur schwach zementiert ist und einen erheblichen Teil des Sandstrandes bildet.
- Zur Bildung eines Strandes muß die Höhe des Meeresspiegels für eine längere Zeit annähernd konstant bleiben. Der holozäne Meeresspiegelanstieg war zu schnell, es konnten sich keine größeren Strände bilden. Erst vor ca. 4000 Jahren verlangsamte sich der Meeresspiegelanstieg. Strände wurden deshalb erst verhältnismäßig spät im Holozän gebildet.
- Strandsande waren selten erhaltungsfähig. Bei einer transgressiven Abfolge werden sie im etwas tieferen Wasser durch Erosion wieder aufgearbeitet und durch Bioturbation mit den Sedimenten anderer Fazies-Einheiten, z.B. der Seegraswiesen vermischt.

#### 4.4.4.2. Sublitorale Flachwassersande

In den meisten Sedimentkernen beginnt die holozäne Sedimentation mit schlecht sortierten Sanden, die einen geringen Feinkornanteil und viele überwiegend schlecht gerundete Gerölle aus zementiertem pleistozänen Karbonatsand enthalten (NL 021/1, NL 027 - NL 030 und NL 041).

Diese Sande bildeten sich in einem hydrodynamisch energiereichen Milieu im flachen Wasser vor einem Felslitoral. Feinkörnige Sedimentpartikel kamen nicht zur Ablagerung oder wurden wieder ausgewaschen.

Die Gerölle sind Relikte der ehemaligen Küste. Die Oberflächen der Gerölle haben oft spitze und karrenartige Lösungsformen, die auch an der rezenten Felsküste häufig sind. Die dunkle Rinde einiger Gerölle hat Ähnlichkeiten mit der Gesteinsoberfläche im Supralitoral (SCHNEIDER, 1976; TORUNSKI, 1979).

In den Kernen NL 031/4, NL 037 und NL 044 trennen geröllführende und grobkörnige Sande Sedimente des back barrier Milieus (unten) von lagunären Ablagerungen (oben). Diese Gerölle und Sande sind wahrscheinlich Relikte von Barren, die bei der holozänen Transgression abgebaut wurden.

Die Oberflächen der Gerölle, der größeren Muschelschalen und teilweise auch die Oberfläche des zementierten pleistozänen Untergrundes sind häufig mit kleinen, fädigen Grünalgen und einigen etwas größeren fädigen Braunalgen überzogen (NL 019/2, NL 020/2, NL 022, NL 027, NL 036, NL 038). Auf einigen Oberflächen bilden diese Algen Matten von einigen Millimetern Dicke. Fein verteilte Grünalgen-Fäden färben häufig die Basis der holozänen Sande leicht grünlich. In den überlagernden Sedimenten werden die fädigen Algen und die Gerölle seltener. Rezent wurde der Bewuchs von fädigen Grünalgen auf Felsen oder Geröllen im flachen Sublitoral beobachtet. Im tieferen Wasser wachsen auf den Geröllen überwiegend Rotalgen und andere kalkabscheidende Organismen.

Die sublitoralen Flachwassersande bildeten sich meistens in unmittelbarer Nähe von Seegraswiesen. Sie enthalten deshalb auch häufig Schalenmaterial der in Seegraswiesen besonders häufigen Mollusken wie Codakia orbicularis und Astraea phoebia. Schalen von Codakia orbicularis wurden umgelagert und sind überwiegend einklappig erhalten (NL 046, Taf. 5/3). Astraea phoebia lebte wahrscheinlich auch in der sublitoralen Flachwasserzone. Einige Schalen sind unbeschädigt, mit Operculum erhalten und sicherlich nur wenig umgelagert worden.

#### 4.4.4.3. Sedimente der Seegraswiesen

Auf der Bermuda Plattform bedecken Seegraswiesen ausgedehnte Gebiete der Sedimentböden im flachen Wasser. Sie sind besonders häufig in den bays

und auf den küstenparallel verlaufenden Flachwassersanden der North Shore (GINSBURG & GARRETT, 1969; HANLEY, 1970; SEPKOSKI, 1971). Flache Sandwannen auf den patch reefs, shoals und sogar im Saumriff sind ebenfalls oft mit Seegraswiesen bedeckt. Seegraswiesen wachsen auch in vom Meer stark abgeschlossenen, wenig exponierten bays (Kap. 4.4.3.). Sie sind typisch für das von UPCHURCH (1970) beschriebene "nearshore-sandy substrate biotope".

Diplanthera sp. ist ein häufiges Seegras in stark geschützten Milieus mit einem siltigen weichen Sedimentboden. Dort wächst es im sehr flachen Wasser und kann bei Niedrigwasser auftauchen. Cymodocea manatorum und Thalassia testudinum wachsen sowohl in den etwas tiefer gelegenen Zonen der geschützten bays als auch auf den ausgedehnten Flachwassersanden der North Lagoon (BERNATOWICZ, 1952).

Diversität und Häufigkeit endobenthonischer Organismen sind in den Seegraswiesen deutlich größer als auf den benachbarten offenen Sedimentböden (ORTH, 1971). In den Seegraswiesen wachsen auch viele Kalkalgen (HANLEY, 1970).

Seegraswiesen sind gegenüber der Umgebung meistens deutlich erhöht. Dieses typische Merkmal beschrieb schon WALTHER (1888, S. 481) an Seegraswiesen im Roten Meer. Er sprach von "polsterartig erhöhten grünen Pflanzenrasen". Mehrere Faktoren bewirken die Entstehung dieser Erhebungen (GINSBURG & LOWENSTAM, 1958; WANLESS, 1981).

- Seegraswiesen sind Sedimentfänger. Wasserströmung wird durch die Seegräser herabgesetzt. Zwischen den Gräsern am Sedimentboden ist die Strömung nicht mehr vorhanden (dichter Bewuchs und Strömungen < 70 cm/s; SCOFFIN, 1970) oder nur noch gering. Feinkörnige Sedimentpartikel setzen sich ab und werden nicht wieder erodiert. Organischer Schleim auf den Seegrasblättern fängt ebenfalls Sediment.
- Seegraswiesen sind Sedimentproduzenten. Die Anzahl der Kalkalgen (z.T. Epiphyten) und anderer kalkabscheidender Organismen ist in den Seegraswiesen größer als auf benachbarten offenen Sedimentböden. In den Seegraswiesen wird mehr Sediment produziert als in der Umgebung.

- Seegraswiesen sind Sedimentbinder. Die Rhizome der Seegräser bilden eine fest verfilzte Matte, stabilisieren das darunterliegende Sediment und schützen es vor Erosion.

Werden Seegraswiesen trotzdem erodiert, so bilden sich steile, stellenweise unterschrittene Erosionskanten von oft mehreren Dezimetern Höhe. Die Wurzelmatte der Seegraswiesen kann an der Strömungs-Leeseite unterschritten werden. Wird die Oberfläche einer Seegraswiese z.B. durch nahrungssuchende Fische, Seeschildkröten und anschließend durch Wasserströmung verletzt, entstehen Erosionslöcher (blowouts), die sich allmählich gegen die Strömungsrichtung verlagern (blowout migration; WANLESS, 1981). Die Form der Seegraswiesen ist einem stetigen Wandel unterzogen. Durch Seegras stabilisierte Sedimentflächen und relativ instabile, weitgehend aus erodierten Seegraswiesen-Sedimenten bestehende, offene Sandflächen liegen nebeneinander und verlagern sich im Laufe der Zeit. Es entstehen Sediment-Sequenzen mit einem Schalenpflaster (lag sediment) und umgelagerten grobkörnigen Sedimenten an der Basis und feinkörnigen in einer Seegraswiese akkumulierten Sedimenten am Top (fining-upward; WANLESS, 1981).

Die fossilen Seegraswiesen-Sedimente an der Basis der holozänen Schichten in den North Lagoon Kernen unterscheiden sich in einigen Kriterien von rezenten Seegraswiesen-Sedimenten (Kerne: NL 021, NL 031/4, NL 033/2, NL 035; NL 040, Taf. 5/1; NL 046, Taf. 5/3; NL 048, Taf. 7/1; NL 051).

- Die Seegras beeinflussten Sedimente sind nur geringmächtig (max. ca. 50 cm). Bioturbation homogenisierte die Sedimente. Ablagerungssequenzen mit einem Schalenpflaster und grobkörnigen Sedimenten an der Basis und feinkörnigen Sedimenten am Top sind nicht mehr zu erkennen.
- Die Sedimente wurden bei ansteigendem Meeresspiegel abgelagert. Das Optimum für Seegraswiesen (oberhalb ca. 10 m Wassertiefe, MORELOCK et al., 1977) verlagerte sich ins flachere Wasser. Sedimente älterer Seegraswiesen werden durch umgelagertes Sediment jüngerer Seegraswiesen bedeckt.

Eine vollständige Sequenz der Seegraswiesen-Sedimente in den Kernen besteht aus:

- an der Basis überwiegend umgelagertes Seegraswiesen-Sediment (stärkere Umlagerung im flachen Wasser)
- in der Mitte überwiegend autochthones, in Seegraswiesen akkumuliertes Sediment (optimales Wachstum der Seegraswiesen)
- am Top überwiegend umgelagertes Sediment von Seegraswiesen aus flacherem Wasser (schlechteres Wachstum der Seegraswiesen, stärkere Umlagerung; Kerne: NL 021/1, NL 035).

An folgenden Kriterien lassen sich die Seegraswiesen-Sedimente und die Umlagerung dieser Sedimente erkennen.

- In den Sedimenten sind große Molluskenschalen sehr häufig. Charakteristisch für Seegraswiesen ist die Muschel Codakia orbicularis. Diese Muschel ist relativ groß (Länge: ca. 6 - 9 cm) und wird auch bei Umlagerung nicht sehr weit verfrachtet. In der Nähe der Seegraswiesen in Whalebone Bay bilden Schalen von Codakia orbicularis stellenweise dichte Schalenpflaster (GINSBURG & GARRETT, 1969). In den fossilen Seegraswiesen-Sedimenten sind auch Schalen von Astraea phoebia häufig, einer Gastropodenart, die in Seegraswiesen lebt (ABBOTT, 1974).
- In autochthonen, in Seegraswiesen akkumulierten Sedimenten sind die Schalen von Codakia orbicularis noch doppelklappig und geschlossen. Sie befinden sich noch in Lebendstellung (Taf. 5/1, 7/1; BURNE & COLWELL, 1982, Fig. 8 c).

In den umgelagerten Seegraswiesen-Sedimenten sind die Schalen von Codakia orbicularis überwiegend disartikuliert und nicht mehr in Lebendstellung, gleichzeitig werden sie seltener. Schalen von Laevicardium laevigatum, einer überwiegend in offenen Sandböden lebenden Muschel (ORTH, 1971; STANLEY, S.M., 1970), werden häufiger.

- Seegraswiesen-Sedimente sind meistens schlecht sortiert und haben bimodale Korngrößenverteilungen. Die modes der bimodalen Korngrößenverteilungen liegen bei ca. 2000 - 800  $\mu\text{m}$  und bei ca. 315 - 100  $\mu\text{m}$ . Das feinkörnige Korngrößenkollektiv wird durch das von den Seegraswiesen eingefangene Sediment gebildet. Diese Korngrößen werden schon von geringen Wasserströmungen erodiert und transportiert (suspended load, WANLESS, 1981). Die gröberen Korngrößen werden überwiegend durch den Zerfall der Karbonatskelette der in den Seegraswiesen lebenden Organismen gebildet (bedload). Der Detritus-Anteil über 2 mm Durchmesser ist sehr hoch.

Umgelagerte Sedimente enthalten weniger groben Detritus. Umgelagerte und nicht umgelagerte Seegraswiesen-Sedimente haben in den Kernen keine signifikanten Unterschiede im Feinkorn-Anteil, obwohl die umgelagerten Sedimente eigentlich einen geringeren Feinkorn-Anteil besitzen sollten (WANLESS, 1981). Vielleicht kann dies dadurch erklärt werden, daß die oberen, meistens stärker umgelagerten Seegraswiesen-Sedimente schon im tieferen Wasser sedimentierten und durch Bioturbation mit feinkörnigen Sedimenten vermischt wurden.

#### 4.4.4.4. Sande des offenen, exponierten Lagunenbodens

Fehlt der Einfluß sedimentstabilisierender Seegraswiesen, so bilden sich im exponierten Flachwasser Sande, die nur einen geringen Feinkorn-Anteil besitzen. Große Schalenbruchstücke wie in den Seegraswiesen-Sedimenten sind ebenfalls selten. Die Einengung des Korngrößenspektrums führt zu einer besseren Sortierung der Sande (Proben: NL 001, NL 010 - NL 014, NL 016 Abb. 22). Laevicardium laevigatum ist in diesem Milieu eine häufige Muschelart. In gut sortierten Sanden kommen Bruchstücke von Mellita sp. vor.

Diese Sande repräsentieren in den Sedimentkernen eine Phase starker Sedimentumlagerungen. Sie liegen über geröllführenden sublitoralen Sanden oder über umgelagerten Seegraswiesen-Sedimenten (Kerne: NL 001, NL 022, NL 019, NL 020, NL 027, NL 030, NL 036, NL 038, NL 041 - NL 044). Im Vergleich zu darunter- und darüberliegenden Sedimenten enthalten die auf ex-



ponierten Lagunenböden abgelagerten Sande deutlich weniger Sedimentpartikel  $< 180 \mu\text{m}$ . Die Sande sind wie die Seegraswiesen-Sedimente häufig bimodal. Sie unterscheiden sich jedoch darin, daß die beiden modes enger zusammenrücken (modes von ca.  $1250 - 630 \mu\text{m}$  und von ca.  $400 - 180 \mu\text{m}$ ; Kerne: NL 001/3, NL 027, NL 030).

Beim holozänen Meeresspiegelanstieg gerieten diese Sande allmählich in tieferes Wasser. Die Wasserbewegung wurde geringer, und es lagerten sich feinkörnige Sedimente ab.

#### 4.4.4.5. Tonige und siltige Sande des tieferen, geschützten Lagunenbodens

Der allmähliche Übergang von stärker umgelagerten Sanden im flachen Wasser zu den feinkörnigen Sedimenten der tieferen Lagunenböden wurde durch die Abnahme der Wasserströmung hervorgerufen. Die geringere Wasserströmung am Lagunenboden resultierte aus zwei Faktoren:

- Zunahme der Wassertiefe der Lagune durch den holozänen Meeresspiegelanstieg
- Zunehmender Schutz der Lagune durch das sich immer weiter schließende Saumriff und durch Riffwachstum in der Lagune

Die Übergangszone fällt wahrscheinlich ungefähr zusammen mit der Untergrenze der Wasserbewegung bei durchschnittlichen Stürmen (überwiegend im Winter, Kap. 2.2.3.). Die Tiefenlage dieser Zone ist abhängig von der Exposition und ist unterschiedlich an verschiedenen Stellen der Lagune. In von Riffen stark geschützten Bereichen liegt sie noch oberhalb 6 bis 10 m (NL 019, NL 022, NL 050, NL 051). Im Norden von Murrays Anchorage, einem Lagunenbecken mit wenigen Riffen, liegt sie etwas tiefer, bei knapp 15 m (NL 027, NL 042; vgl. SARNTHEIN, 1970, Untersuchungen über die Wellenwirkung im Persischen Golf). In der nördlichen Adria liegt die wirksame Untergrenze starker Wellenbewegung bei ca. 20 m (FÜTTERER, 1969).

In den Sedimenten ist die Übergangszone gekennzeichnet durch eine Zunahme feinkörniger Partikel der Silt- und Tonfraktion nach oben hin. Die Ver-

änderung der Sedimentzusammensetzung ist in der Übergangszone am größten (Kap. 4.4.8.). Die Mächtigkeit der Sedimente der Übergangszone beträgt oft mehrere Dezimeter.

Die Sedimente des geschützten Lagunenbodens haben folgende typische Merkmale (NL 001, NL 002, NL 020, NL 023/2, NL 032, NL 045 - NL 048, NL 050, NL 051):

- Die Korngrößenverteilungen zeigen im Vergleich mit den Korngrößenverteilungen darunterliegender Sedimente eine deutliche Abnahme der Häufigkeit von Korndurchmessern über 2 mm. Der Anteil der Sedimentpartikel der Ton- und Siltfraktion (überwiegend Grobsilt) ist hoch.
- Halimeda chips bilden einen geringeren und Molluskenschalen einen höheren Anteil des Sediments als im Flachwasser (UPCHURCH, 1970, "basin center biotop"; Kap. 4.4.8.).
- Häufige Muschelschalen sind Gouldia cerina, Pitar fulminata und Codakia costata.
- Eine häufige Schneckenschale der Fraktion 1600 - 800 µm ist Finella sp..
- Bruchstücke von agglutinierten Wurmröhren sind ebenfalls häufig.

Der hohe Silt- und Tongehalt der Sedimente wird durch die Zerfallprodukte (kleine Aragonitnadeln) der Kalkalgen - überwiegend Penicillus und Halimeda - gebildet (LOWENSTAM, 1955). Dieser Feinkornanteil ist in den oberen Abschnitten der Kerne oft nicht gleichmäßig verteilt. Wühlbauten sind häufig mit feinkörnigem Sediment verfüllt. Mehrere Kerne haben am Top gut sortierte Sandlagen mit geringen Feinkorngehalten. Diese Sandlagen sind wahrscheinlich Sturmweather-Ablagerungen (Kap. 4.4.5.3.). Auch die Oberflächensedimente des Lagunenbodens haben meistens nur einen geringen Feinkorngehalt (Proben: NL 001, NL 003, NL 013, NL 014, NL 016; Abb. 22). Die sehr kleinen Korngrößen sedimentieren vielleicht nur in Zeiten fehlender Wasserströmung. Bei geringer Wasserbewegung kann der Feinkornanteil der Oberflächensedimente wieder resuspendiert werden, wenn die Sedimentoberfläche nicht durch organisches Material stabilisiert ist. Bioturbation fördert

die Resuspension des feinkörnigen Sediments. Sie bewirkt aber auch, daß feinkörnige Sedimente tiefer unter die Sedimentoberfläche gelangen und nicht mehr so schnell ausgewaschen werden.

Die mit unterschiedlichen Feinkornanteilen abgelagerten Sedimente werden durch Bioturbation im Laufe der Zeit homogenisiert. Einige Dezimeter unter der Oberfläche ist das Sediment in den Kernen oft deutlich homogener als weiter oben (BERNER, 1980).

Der Lagunenboden im südwestlichen Teil der Lagune ist besonders stark siltig und tonig (Kerne: NL 033/2, NL 035, NL 037, NL 039; UPCHURCH, 1970). In diesen feinkörnigen Sedimenten sind Gehäuse von Vermicularia spirata häufig. Andere Molluskenschalen oder größere Sedimentpartikel sind selten. Vermicularia spirata lebt überwiegend in wenig exponierten Flachwasser-Milieus (Kap. 4.4.3.). Dort ist sie flach im Sediment eingegraben und hat ein regulär aufgerolltes Gehäuse. Im tieferen Wasser besiedelt sie häufig Oculina-Stöcke, ist an den Oculina-Ästen festzementiert und stark irregulär (GOULD; 1969). Größere Oculina-Kolonien gibt es auch im südwestlichen Teil der Lagune (Kap. 4.4.6.). Die Vermicularia spirata Gehäuse im Sediment sind regulär aufgerollt und stammen sehr wahrscheinlich nicht aus den Oculina-Riffen.

Mehrere Faktoren bewirken in diesem Teil der Lagune den hohen Feinkorngehalt der Sedimentböden:

- Das Saumriff ist im Südwesten der Lagune sehr breit, flach und fast vollständig geschlossen. Dadurch ist der Schutz der Lagune relativ groß.
- Der Lagunenboden ist stellenweise sehr tief (> 19 m) und ist schon deshalb gut geschützt.
- Sehr viel feinkörniges Sediment wird durch die Oculina-Millepora-Madracis Riffe gefangen, einem Riffotyp, der besonders im südwestlichen Teil der Lagune recht häufig ist (Kap. 4.4.6.).

- In den ausgedehnten Saumriffen werden sehr viele feinkörnige Sedimentpartikel produziert und in die Lagune transportiert (Kap. 4.4.4.6.). In dem ruhigen backreef Milieu sedimentieren diese feinkörnigen Sedimentpartikel. Im südwestlichen Teil der Lagune ist dieser Einfluß des Saumriffs besonders groß. Feinkörnige Sedimentpartikel werden weit in die Lagune transportiert (feinkörnige Homotrema rubrum Bruchstücke in den Kernen NL 033/2 und NL 035).

#### 4.4.4.6. Siltige Sedimente der backreef Zone

Die Sedimente des Lagunenbodens in der Nähe des Saumriffs und der tiefen Sandwannen und -channels im Saumriff bestehen zum großen Teil aus Silt und Feinsand, der in den Riffen des Saumriffs oder auf der reef front terrace produziert wurde (Probe NL 017; Kerne: NL 026, NL 031/4; NL 034 im unteren und mittleren Abschnitt; NL 038; NL 040, Taf. 5/2; NL 041, NL 043, NL 044). In dem hochenergetischen Milieu dieser Riffgebiete werden stark poröse oder zerbrechliche Skelette bis zu Feinsand- oder Silt-Korngrößen zerschlagen. Nach Untersuchungen von CHAVE et al. (1962) wird wohl der größte Teil dieser feinen Kornfraktionen hangabwärts in tieferes Wasser transportiert und sedimentiert am Hang oder am Fuß der Bermuda Platform. Ein geringer Teil wird in die Lagune transportiert und sedimentiert in der Nähe des Saumriffs (MACKENZIE et al., 1965; MORELOCK et al., 1977).

Das Feinmaterial besteht überwiegend aus Skelettfragmenten sekundärer Riffbildner und Sedimentproduzenten (Halimeda sp., Amphiroa sp., Homotrema rubrum), die schon primär sehr kleine Karbonatskelette haben, sich leicht vom Substrat lösen (ROONEY, 1970) und so leichter zerschlagen werden als die größeren primären Riffbildner. Die Produktionsrate dieser Organismen ist hoch, so daß viel Feinmaterial gebildet wird (SCOFFIN & GARRETT, 1974). Ein großer Anteil des Feinmaterials ist nicht nur durch Wasserbewegung zerkleinert worden, sondern ist durch Bioerosion entstanden (BROMLEY, 1978).

Die vom Saumriff in die Lagune transportierten Sedimente lassen sich an folgenden Merkmalen erkennen:

— Korngröße:

Die in die Lagune transportierten Sedimente bilden zusammen mit den stärker autochthonen Sedimenten des Lagunenbodens polymodale Korngrößenverteilungen (Kap. 4.4.7.; Proben: NL 005 - NL 007, Abb. 23). Der Anteil der Korngrößen  $< 20 \mu\text{m}$  und  $> 200 \mu\text{m}$  ist sehr gering. Das log-normal verteilte Korngrößenkollektiv der vom Saumriff in die Lagune transportierten Sedimente ist gut sortiert und umfaßt den Grobsilt- und Feinsand-Bereich. Das Häufigkeitsmaximum dieses Korngrößenkollektivs liegt bei ca.  $100 \mu\text{m}$ .

— Sedimentzusammensetzung:

Das in die Lagune transportierte feinkörnige Korngrößenkollektiv besteht überwiegend aus Fragmenten von Halimeda, Amphiroa, Homotrema rubrum und Alcyonaria-Spiculae. Wichtigster Indikator für Saumriff-sedimente sind die Bruchstücke von Homotrema rubrum, die oft so häufig sind, daß sie die Lagunensedimente in der Nähe des Saumriffs rosa färben. Schalen von Finella sp. sind wie auch an anderen Stellen des tieferen Lagunenbodens in den Sedimenten recht häufig.

Der Transport von Saumriffsedimenten in die Lagune und die Sedimentation dieser Sedimente am Rand der Lagune sind ein Hinweis darauf, daß die Lagune ein gut geschlossenes System ist. In der Lagune gebildete Sedimente werden wahrscheinlich nur in sehr geringem Ausmaß heraustransportiert. Von den im Holozän gebildeten Lagunensedimenten kann eventuell eine geringe Menge - vielleicht bei besonders starken Stürmen (Hurricanes) - abtransportiert worden sein (Kap. 3.5.5.).

In mehreren Kernen nimmt der Anteil des feinkörnigen vom Saumriff in die Lagune transportierten Korngrößenkollektivs nach oben hin zu. Im Laufe der Zeit wurde zunehmend mehr feinkörniges Saumriff-Material in die Lagune transportiert, weil die Sandwannen des Saumriffs mehr und mehr aufgefüllt wurden und immer weniger Sediment aufnehmen konnten (Kerne: NL 025, NL 040, NL 041, NL 044; Kap. 4.4.7.; Abb. 18).

#### 4.4.4.7. Sande des Saumriffs, Fore-Reef

Die Sande des exponierten Sedimentbodens im Saumriff sind sehr grobkörnig (Häufigkeitsmaximum bei ca. 1 mm) und im Vergleich zu den übrigen Lagunensedimenten gut sortiert. Korngrößen < 200 µm fehlen fast vollständig. Diese Fraktionen wurden wahrscheinlich aus dem Sediment ausgewaschen (Proben: NL 008, NL 009; Abb. 23).

Die Korngrößenverteilung der Probe NL 008 (stark exponierter nur 8,6 m tiefer Sandboden bei North Rock) stimmt eher mit einer RRS-Verteilung überein als mit einer Gauß'schen log-normal Verteilung. RRS-Verteilungen sind typisch für Korngemische, die durch mechanische Zerkleinerung entstanden sind (ROSIN & RAMMLER, 1934).

Die grobkörnigen Sande des Saumriffs bestehen überwiegend aus Bruchstücken von Rotalgen (meistens massive und inkrustierende Formen), Homotrema rubrum, Molluskenschalen und Korallen (UPCHURCH, 1970). In etwas geschützteren Sandwannen nimmt der Anteil an Halimeda-Fragmenten erheblich zu (Sedimentzusammensetzung der Probe NL 034 55 - 63 cm, Tab. 14).

Die Korngrößenverteilungen der tiefen und geschützten Sandwannen im Saumriff sind meistens bimodal. Das feinkörnige Korngrößenkollektiv besteht aus dem feinkörnigen Riffdetritus, der im flachen Wasser ausgewaschen wird (Kap. 4.4.4.6.). Grobkörnige Sande der exponierten Sandböden werden episodisch in die tieferen Sandwannen transportiert und bilden zusammen mit den grobkörnigen Skelettfragmenten der auf dem Sedimentboden lebenden Organismen das gröbere Korngrößenkollektiv (Kerne: NL 028, NL 029, NL 031/4, NL 034; Kap. 4.4.7.).

#### 4.4.5. Sedimente der Patch Reefs und Shoals

Die Oberfläche der Riffe besteht aus den coralgal knobs und den Sandwannen und Sand-channels (JORDAN, 1973).

Die coralgal knobs bilden das Riffgerüst. Es ist von Hohlräumen durchzogen, die beim Wachsen des Riffgerüsts oder durch Bioerosion entstanden sind (GARRETT, 1969a) und teilweise mit Sediment verfüllt wurden.

Zwischen den coralgal knobs überziehen Sandwannen und -channels die Riffoberfläche. Besonders im zentralen Teil der Riffe gibt es oft große Sandwannen. Die Verteilung von coralgal knobs und Sandwannen wird durch das Verhältnis Wachstum der knobs/Akkumulation von Sand bestimmt (SCOFFIN & GARRETT, 1974).

#### 4.4.5.1. Holozäne Entwicklung der Riffe

Durch Analyse der Sedimentkerne (NL 034, NL 053/1, NL 053/2) und durch seismische Untersuchungen läßt sich ein Modell der holozänen Entwicklung etwas größerer patch reefs und shoals aufstellen, das auf folgenden Faktoren beruht (Abb. 15):

- Holozänes Riffwachstum entwickelte sich überwiegend auf Erhebungen des pleistozänen Untergrundes (Kap. 3.4.).
- Bei einem noch verhältnismäßig niedrigen Meeresspiegelstand war das Wachstum der coralgal knobs am Rande der Erhebung stärker als in der Mitte, wo sich überwiegend Flachwassersande ablagerten.
- Der rasche Meeresspiegelanstieg zum Beginn des Holozäns bewirkte, daß die coralgal knobs sehr rasch in die Höhe wuchsen. Das Verhältnis Wachstum des Riffgerüsts/Akkumulation von Sand war groß. Obwohl das Riffwachstum erst in einigen Metern Wassertiefe begann, war es durchaus in der Lage mit dem rasch ansteigenden Meeresspiegel Schritt zu halten. DAVIES & HOPLEY (1983) geben für patch reefs im Great Barrier Reef Wachstumsraten von 7 - 8 m/1000 y. an. Zwischen den coralgal knobs entstanden geschützte und vergleichsweise tiefe Sandwannen, in denen feinkörnige Sedimente abgelagert wurden. Das geschützte Milieu im Zentrum der Riffe beeinträchtigte das Wachstum der coralgal knobs in diesem Bereich.

- Bei dem langsameren Meeresspiegelanstieg seit ca. 4000 y.B.P. (Kap. 5.4.) verlangsamte sich auch das Höhenwachstum der coralgal knobs. Die Sandwannen wurden relativ schnell aufgefüllt (im Kern NL 053/2 Sedimentationsraten von 1,5 m/1000 y.; Kap. 5.6.) und erreichten wieder flacheres und energiereicheres Wasser. Die coralgal knobs dehnten sich lateral stärker aus. Sandwannen und knobs verlagerten sich (SCOFFIN & GARRETT, 1974).

Diese Entwicklung von kleinen isolierten Riffen mit dazwischenliegenden verhältnißmäßig tiefen Sandwannen zu ausgedehnten shoals mit flachen Sandwannen ist noch im heutigen Saumriff zu erkennen.

Im südwestlichen Abschnitt des Saumriffs wurde im Holozän sehr viel Sediment akkumuliert. Dies kann daran liegen, daß dieser Abschnitt des Saumriffs im Holozän - wie auch im Pleistozän (Kap.3.3.4.) - stark exponiert war (Kap. 2.2.3.). Das Riffwachstum war sehr stark, und zwischen den Riffen wurde viel Sediment abgelagert, das vielleicht zum überwiegenden Teil auf der reef front terrace produziert wurde. Die Sandwannen im südwestlichen Abschnitt des Saumriffs sind fast alle sehr flach und stellenweise von Seegraswiesen bedeckt. Sie wurden im Laufe der Zeit aufgefüllt. In den Sandwannen lagerten sich im frühen Holozän Flachwassersande ab (z.T. mit großen Muschelschalen; Seegraswiesen-Sedimente). Darüber folgen feinkörnige und siltige Sande, die im geschützten Milieu einer tiefen Sandwanne sedimentierten. Nach oben hin wird das Sediment immer gröber und zeigt eine Auffüllung und Verflachung der Sandwannen an (NL 034, Abb. 33).

Im nördlichen und nordöstlichen Saumriff ist diese Entwicklung noch nicht so weit fortgeschritten. Gründe dafür könnten sein, daß der pleistozäne Untergrund tiefer liegt und die Exposition und damit das Riffwachstum und die Sedimentakkumulation geringer sind (Kap. 3.5.3.). Die Sandwannen sind tief und geschützt. In den Sedimentkernen folgen über grobkörnigen Sanden, die noch im Flachwasser abgelagert wurden, nach oben hin zunehmend feinkörnigere Sedimente (Kerne: NL 044, NL 031/4). Einige grobkörnige Sandlagen am Top könnten ein Hinweis auf die beginnende Auffüllung mit Flachwassersand sein (NL 031/4, Abb. 31).



#### 4.4.5.2. Riffgerüst und Hohlraumfüllungen

Das Riffgerüst (build-up) wird von primären und sekundären Gerüstbildnern aufgebaut (SCOFFIN & GARRETT, 1974). Korallen und Millepora alcicornis sind die primären Gerüstbildner. Sie formen massive, domförmige Stöcke (Diploria strigosa, D. labyrinthiformis, Montastrea cavernosa, Siderastrea sp.) oder plattige und ästige Stöcke (Porites astreoides, Isophyllia sp., Montastrea annularis, Madracis decactis, Oculina sp. und Millepora alcicornis).

Die Diploria-Arten, Montastrea annularis und Porites astreoides sind die häufigsten Korallenarten der patch reefs (DODGE et al., 1982). Sekundäre Gerüstbildner sind Rotalgen, Bryozoen, Foraminiferen (Homotrema rubrum), Korallen (Agaricia fragilis und inkrustierende Millepora alcicornis), Muscheln (Spondylus sp., Chama sp.), Serpeln und Gastropoden (Vermitidae und Vermicularia sp.).

Das Sediment in den Hohlräumen des Riffgerüsts (cavity infill; ca. 30 - 50 % des Riffgerüsts, GARRETT et al., 1971) hat zwar ungefähr die gleiche Zusammensetzung wie das Sediment in den Sandwannen, jedoch ist meistens der Feinkorngehalt höher und die Sandfraktion schlechter sortiert. Dies ist Ausdruck des relativ geschützten Sedimentationsmilieus, in das die unterschiedlichen Sedimente hineingespült werden.

Zementation der holozänen Riffbauten soll in den patch reefs und shoals selten und nur sehr schwach sein (SCOFFIN, 1972; SCOFFIN & GARRETT, 1974). Das Riffgerüst soll erst unter Sedimentbedeckung zementiert werden. In den bisher analysierten Sedimentkernen wurde keine holozäne Zementation entdeckt.

In den Kernen unterscheiden sich die Sedimente des Riffgerüsts von Sedimenten der Sandwannen durch den höheren Anteil an großen Korallenbruchstücken, durch einen höheren Feinkorngehalt und schlechtere Sortierung des Matrix-Sediments (Hohlraumfüllungen). Der Anteil an Schalen von endobenthonisch lebenden Muscheln ist gering (Kerne: NL 052, NL 053/1, NL 053/2, Taf. 6/3, 6/4, Abb. 43).

#### 4.4.5.3. Riffsande, Transport in die Lagune

Auf dem Hartsubstrat eines Riffes siedeln in unterschiedlich stark exponierten Milieus sehr viele kalkabscheidende Organismen, deren Skelette nicht sehr fest am Untergrund befestigt sind oder die leicht zerbrechen. Diese Organismen produzieren den größten Anteil des losen Sediments. Es sind überwiegend Kalkalgen wie Halimeda tuna und dendroide, leicht zerbrechliche Rotalgen (Amphiroa sp., Liagora sp., Galaxaura sp.), Muscheln, Weichkorallen und Schwämme. Die Sedimentböden der Riffe werden von Halimeda sp., Penicillus sp., Udotea sp. und von Muscheln besiedelt. Gastropoden, Echinodermaten und Crustaceen leben in den unterschiedlichen ökologischen Nischen eines Riffes (SCOFFIN & GARRETT, 1974). Ein anderer Teil der losen Riffsedimente entsteht durch Bioerosion der Skelette primärer und sekundärer Riffbildner (BROMLEY, 1978).

Der Feinkornanteil der im Riff gebildeten Sedimente ist verhältnismäßig hoch. Feinkörnige Partikel entstehen vor allem durch den Zerfall der Kalkalgen, Weichkorallen und Schwämme und durch Bioerosions-Prozesse. Aus den Sandwannen der Riffe ist das Feinmaterial überwiegend ausgewaschen, die Sande sind gut sortiert (Proben: NL 004, NL 015). Feinkörnige Sedimente werden in die Hohlräume des Riffgerüsts eingewaschen oder in die Lagune transportiert. Die Riffe sind oft von einem "halo" feinkörniger Sedimente umgeben (s. GARRETT et al., 1971).

Die Zusammensetzung der Riffsande unterscheidet sich von den Lagunensedimenten durch einen höheren Gehalt an Bruchstücken von Korallen, Rotalgen und Homotrema rubrum. Halimeda chips und Molluskenschalen sind in den reef top sediments seltener als in den Lagunensedimenten. Korallenbruchstücke und Halimeda chips sind in den reef flank sediments besonders häufig (SMITH, D.L., 1969; GARRETT et al., 1971; JORDAN, 1973; vgl. auch WALLACE & SCHAFFERSMAN, 1977, patch reefs in Belize). Der Transport von Riffsedimenten in die Lagunenbecken ist gering und meistens nur auf eine schmale Zone um die Riffe begrenzt (JORDAN, 1973).

Beachtet man das oben erwähnte Modell der holozänen Riffentwicklung, so muß wegen der starken Sediment-Produktion auf den Riffen davon ausgegangen werden, daß die Sandwannen im Laufe der Zeit mehr und mehr aufgefüllt

werden, überfließen und verstärkt Sediment in die Lagunenbecken transportiert wird. Episodisch, bei starken Stürmen kann so vielleicht auch gut sortierter Riffsand in die Lagunenbecken gelangen. Dies wäre eine mögliche Erklärung für die relativ gut sortierten Sande am Top einiger Kerne. Eine andere Erklärung wäre die Resuspension des feinkörnigen Anteils des Lagunensediments (Kerne: NL 030; NL 036; NL 039, NL 041, NL 043).

#### 4.4.6. *Oculina*-*Millepora*-*Madracis* Riffe

Große Flächen im südwestlichen Lagunenbecken sind von diesem Rifftyp bedeckt (Kap. 3.5.4.3.). Er unterscheidet sich im Aufbau und in der Entstehung von den übrigen Riffen der Lagune. Ästige Korallen (*Oculina* sp., *Millepora alcicornis* und *Madracis decactis*) bilden das Riffgerüst. Die Sedimentmatrix besteht zum größten Teil aus Silt. Der Top dieser Riffe liegt im Vergleich zu anderen Riffen verhältnismäßig tief in Wassertiefen von ca. 8 bis 13 m. Die Oberfläche der tiefen Riffe an anderen Stellen der North Lagoon und der untere Hang der patch reefs und shoals ist ebenfalls häufig von ästigen Korallen überzogen (*Oculina*-*Madracis* assemblage, GARRETT et al., 1971). Besonders große Verbreitung hat die *Oculina* community auf den tieferen Sedimentböden der inshore waters (NEUMANN, 1965; MEISCHNER et al., 1981a).

Im Gegensatz zu den meisten massiven Steinkorallen lebt die *Oculina* community in geschützten Milieus. Die ästigen Korallen sind gegen die oft starke Siltsedimentation in ihrem Lebensraum weitaus resistenter als andere Korallenarten (DRYER & LOGAN, 1978, LOYA, 1972). Zwischen ihren Ästen wird das Sediment gefangen und akkumuliert. Die Akkumulationsrate von Sediment ist innerhalb der *Oculina* community sehr viel höher als auf benachbarten nicht von Korallen besiedelten Sedimentböden. Es entstehen Riffe.

Die Sedimente im Kern NL 033/2 (Taf. 6/1, 6/2) zeigen die Riffentwicklung und den Internaufbau eines Riffes. Die Besiedlung des Sedimentbodens mit der *Oculina* community begann erst relativ spät im Holozän. Die Wassertiefe des Lagunenbodens war schon so groß, daß am Boden keine stärkere Wasser-

bewegung mehr vorhanden war. Das Sediment besteht überwiegend aus Silt mit einem hohen Tongehalt und nur wenig Sand. In diesem geschützten Milieu entwickelte sich das *Oculina-Millepora-Madracis* Riff. Es entstand ein Sediment, das sehr viele große Bruchstücke von *Oculina* sp., *Millepora alcicornis* und *Madracis decactis* enthält. Schalen von Organismen, die auf den Korallen siedeln, sind ebenfalls häufig (*Arca* sp., *Barbatia domingensis*, *Chama* sp. und *Vermicularia spirata*). Einige stärker sandige Lagen enthalten deutlich weniger Korallenbruchstücke und mehr große *Halimeda* chips. Dieses Material und auch einige wenige Schalen von *Laevicardium laevigatum* werden wahrscheinlich überwiegend aus etwas flacheren Stellen des Riffes stammen.

Auf einigen sehr flachen Stellen (ca. oberhalb 9 m) des *Oculina-Millepora-Madracis* Riffes siedeln auch massive Steinkorallen (Tauchbeobachtungen D. MEISCHNER). Dies zeigt vielleicht das Endstadium der Riffentwicklung durch ästige Korallen an. Im flachen, stärker bewegten und oft auch weniger siltigen Wasser bildet sich der von massiven Steinkorallen aufgebaute Riffotyp (Sukzessionsmodell der Riffentwicklung, JAMES, 1979).

#### 4.4.7. Korngrößenverteilungen der holozänen Sedimente

##### 4.4.7.1. Faziesinterpretation durch Korngrößenanalyse

Mehrere Faktoren bestimmen die Korngrößenverteilungen der holozänen Sedimente der North Lagoon.

- Die Sedimente bestehen fast ausschließlich aus Skelettfragmenten karbonatproduzierender Organismen. Die Skelette unterschiedlicher Organismen zerbrechen nach verschiedenen jeweils vom spezifischen Skelettaufbau vorgegebenen Mustern. Lokal unterschiedliche Verteilungen der Organismen ergeben verschiedene Korngrößenzusammensetzungen der holozänen Sedimente (Kap. 4.4.8.; CHAVE, 1960; GINSBURG et al., 1963; FOLK & ROBLES, 1964).

- Die gröberen Skelettpartikel werden nur zum geringen Teil durch Wasserströmung zerkleinert. Viel entscheidender für die Korngrößenverteilung ist die Zerkleinerung durch räuberische Organismen, Sedimentfresser und durch Bioerosion (VERRILL, 1907; FÜTTERER, 1969, "biologische Mühle"; BROMLEY, 1978).
- Der größte Teil der Sedimentoberfläche ist durch Pflanzen stabilisiert (z.B. Algen oder Seegras). Die Pflanzen können feinkörnige Sedimentpartikel (suspended load) fangen und schützen das abgelagerte Sediment vor Erosion (SCOFFIN, 1970).
- Sedimentpartikel sind häufig zu größeren Aggregaten verkittet (z.B. fecal pellets), die sich hydrodynamisch anders verhalten als die einzelnen Partikel.
- Durch Wasserströmung werden die Sedimente erodiert, sortiert und transportiert. Sedimente aus unterschiedlichen Regionen werden miteinander vermischt (McLAREN, 1981, 1982; MIDDLETON, 1976).
- Nach der Ablagerung werden unterschiedlich alte Sedimentlagen, die oft verschiedene Korngrößenverteilungen haben, durch Bioturbation miteinander vermischt. Extreme Schwankungen der Korngrößenverteilung episodisch abgelagerter Sedimente werden durch die Bioturbation im nachhinein gedämpft. Die so entstandenen Sedimente repräsentieren die durchschnittliche Sedimentzusammensetzung eines längeren Zeitraumes (FOLK, 1962; SARNTHEIN, 1972; BERNER, 1980).

Die aus den unterschiedlichen Faktoren resultierenden Korngrößenverteilungen sind trotzdem oft für einzelne Fazies-Einheiten charakteristisch und erlauben qualitative Aussagen über das Ablagerungs-Milieu.

Die meisten Korngrößenverteilungen der holozänen Sedimente sind polymodal. Für eine Faziesinterpretation eignen sich deshalb ein Vergleich des unterschiedlichen Kurvenverlaufs der Korngrößenverteilung einzelner Proben untereinander und die Aufteilung in Korngrößen-Teilkollektive besser als statistische Parameter (Kap. 9.6.3.).

Die einzelnen Teilkollektive einer Korngrößenverteilung haben in ihrer Zusammensetzung oft ähnliche Mengenverhältnisse der Skelettfragmente. In den gröberen Teilkollektiven sind zwar einige Skelettfragmente wie z.B. Molluskenschalen häufiger als in den feinkörnigen Teilkollektiven, in denen z.B. Foraminiferen oder die Bruchstücke feinästiger Rotalgen häufiger sind (Kap. 4.4.8.). Die absolute Häufigkeit von Halimeda-Fragmenten, die in allen Korngrößenklassen vorhanden sind, zeigt aber meistens eine ähnliche polymodale Verteilungskurve wie die Gesamtprobe. Die Genese der Teilkollektive ist deshalb eher durch bestimmte hydrodynamische Bedingungen zu erklären als durch den Zerfall der Karbonatskelette bestimmter Organismen.

Die Häufigkeiten einzelner Teilkollektive können demnach auch Hinweise auf Energieverhältnisse und Sedimenttransport im Ablagerungsraum geben (CURRAY, 1960).

#### 4.4.7.2. Trends der Korngrößenverteilungen am Beispiel einiger Sedimentkerne

In einigen Kernen aus der North Lagoon ist die polymodale Korngrößenverteilung der holozänen Sedimente besonders deutlich. Für eine Faziesinterpretation der unterschiedlichen Korngrößenverteilungen eignen sich vor allem die Kerne, in denen sich die Korngrößenverteilungen innerhalb der holozänen Sequenz verändern und ein Entwicklungs-Trend zu erkennen ist. Dies war in den Kernen NL 031/4, NL 034, NL 040, NL 041 und NL 044 gegeben. Die Kerne NL 031/4 und NL 044 stammen aus tiefen Sandwannen im nordöstlichen Saumriff und haben eine fast vollständige back barrier Sequenz an der Basis der holozänen Ablagerungen. Der Kern NL 034 wurde in einer flachen Sandwanne im westlichen Saumriff genommen. Die Kernstationen NL 040 und NL 041 liegen auf den tiefen Lagunenböden der back reef Zone (nördlicher Teil der Lagune). Der untere Bereich der holozänen Sequenz besteht im Kern NL 040 aus Sedimenten, die im geschützten back barrier Milieu abgelagert wurden. Im Kern NL 041 sedimentierten über einer erosiven Basis geröllführende Flachwassersande (exponiertes Milieu). Die Korngrößenverteilungen der holozänen Sedimente dieser Kerne wurden in Teil-

kollektive aufgetrennt (Tab. 8 - 12). Durch Veränderungen des Ablagerungsmilieus bei der holozänen Transgression entstanden folgende Korngrößenverteilungen.

Kern NL 031/4 (Abb. 31, Tab. 8)

Die holozäne Sedimentation begann im energiearmen back barrier Milieu (pond). Die Korngrößen der Sedimente liegen im Silt- und Tonbereich (Proben: 421 - 424 cm, 431 - 440 cm). Die wenigen Skelettpartikel mit Korngrößen über 1 mm (überwiegend Gastropodenschalen) sind gut erhalten und nur wenig zerbrochen. Es wurde fast keine Sandfraktion abgelagert.

Die darüberliegenden back barrier Sedimente haben bimodale Korngrößenverteilungen (Proben: 322 - 328 cm). In der unteren Probe liegen die Mittelwerte der beiden fast gleich großen und schlecht sortierten Teilkollektive noch weit auseinander (bei 56 und 1550  $\mu\text{m}$ ). In der oberen Probe liegen die Mittelwerte der besser sortierten Teilkollektive näher zusammen (bei 87 und 873  $\mu\text{m}$ ). Der Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs wird nach oben hin größer. Wahrscheinlich wurde der untere Abschnitt dieser back barrier Sedimente (bay) in einer Seegraswiese abgelagert (Kap. 4.4.4.3.). Das feinkörnige Teilkollektiv umfaßt das von der Seegraswiese aufgefangene Sediment (allochthon, suspended load) und das grobkörnige Teilkollektiv, die nur wenig umgelagerten und schlecht sortierten Skelettfragmente der in der Seegraswiese lebenden Organismen (autochthon, bedload). Bedingt durch den allmählichen Abbau der Barre und daraus resultierender stärkerer Wasserbewegung wurde nach oben hin zunehmend mehr und besser sortiertes Sediment (suspended load, washover sand) in das back barrier Milieu transportiert. Dieser Vorgang vergrößerte den Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs.

Im mittleren Abschnitt der holozänen Sedimente (Proben: 242 - 255 cm, 267 - 275 cm) ist der Anteil des relativ gut sortierten, grobkörnigen Teilkollektivs größer als der Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs. Ton- und Siltpartikel wurden nicht abgelagert oder nach der Ablagerung wieder ausgewaschen. Bei der Bildung dieser Sedimente war die Wasserbewegung sehr stark. Das Ablagerungsmilieu war exponiert. Einige größere Gerölle sind vielleicht Abbauprodukte der Barre.

Im oberen Abschnitt des Kerns (Proben: 30 - 36 cm, 82 - 88 cm, 150 - 156 cm, 234 - 240 cm) nimmt der Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs nach oben hin zu und ist sehr viel größer als der des grobkörnigen Teilkollektivs. Diese Sedimente wurden in einem geschützten Milieu abgelagert. Das fein-

körnige Teilkollektiv besteht wahrscheinlich aus Sedimentpartikeln, die in den flachen Sandwannen im Riff ausgewaschen wurden. Das grobkörnige Teilkollektiv setzt sich zusammen aus den gröberen Skelettfragmenten der Organismen, die den Sedimentboden besiedelten, und aus im Flachwasser gebildeten, groben Sedimentpartikeln, die bei Stürmen auf den tieferen Sedimentboden verfrachtet wurden.

Eine Sturmablagerung - nicht sehr stark bioturbat vermischt - wurde knapp unter der Sedimentoberfläche angetroffen (Probe: 47 - 53 cm). In dieser Probe überwiegt der Anteil eines relativ gut sortierten grobkörnigen Teilkollektivs (allochthon). Der Silt- und Tongehalt ist sehr gering. Das feinkörnige Teilkollektiv umfaßt nur noch einen kleinen Anteil des Sediments. Ein überwiegend aus Mittelsand bestehendes drittes Teilkollektiv wird wahrscheinlich ebenfalls von allochthonen Sedimenten gebildet. Das feinkörnige Sediment ist weitgehend ausgewaschen.

Der Sedimentboden der Station NL 031 liegt bei einer Wassertiefe von 19,6 m. Ringsherum ist er dicht von Riffen umgeben, die bis fast an die Wasseroberfläche heraufragen. Dies bewirkt einen guten Schutz des tiefen Sedimentbodens, ermöglicht aber auch die Zufuhr von Sediment aus flachen Sandwannen im Riff.

Kern NL 034 (Abb. 33, Tab. 9)

Etwas anders verläuft der Trend der Korngrößenverteilungen holozäner Sedimente in einer flachen Sandwanne im Saumriff.

Die Sedimente des frühen Holozäns (Probe: 673 - 684 cm) sind schlecht sortiert und enthalten einen hohen Anteil grobkörniger Komponenten (Seegraswiese). In den bimodalen Korngrößenverteilungen der Proben 540 - 546 cm und 630 - 640 cm nimmt der Anteil des grobkörnigen Teilkollektivs (häufig in Wühlbauten angereichert) nach oben hin ab. Die mittlere Korngröße des feinkörnigen Teilkollektivs nimmt ebenfalls nach oben hin ab. Wahrscheinlich ist beides auf eine erhöhte Wassertiefe und verstärkte Zufuhr von feinkörnigem Sediment zurückzuführen.



Im mittleren Kernabschnitt ist das Sediment annähernd unimodal und besteht fast nur aus dem feinkörnigen Teilkollektiv (Proben: 290 - 298 cm, 400 - 406 cm, 445 - 455 cm). Die mittlere Korngröße dieses Teilkollektivs wird nach oben hin gröber (Probe: 210 - 216 cm). Dies resultiert wahrscheinlich aus der allmählichen Auffüllung der Sandwanne im Saumriff. Mit zunehmender Wasserbewegung wird auch etwas gröberes Material herantransportiert.

Im oberen Kernabschnitt wird auch der Anteil des grobkörnigen Teilkollektivs wieder größer (Proben: 3 - 10 cm, 55 - 63 cm, 135 - 143 cm, 210 - 216 cm). Auf dem Sedimentboden der flacher gewordenen Sandwanne wurden durch verstärkte Besiedlung von karbonatproduzierenden Organismen wieder mehr grobkörnige Skelettfragmente gebildet. Stärkere Wasserbewegung reicherte die grobkörnigen Komponenten an. Die Sediment-Oberfläche der Sandwanne liegt rezent in einer Wassertiefe von ca. 7 m. Stellenweise ist sie von Seegrass bewachsen.

Kern NL 040 (Abb. 36, Tab. 10)

Die holozäne Sedimentation begann im geschützten back barrier Milieu (Proben: 400 - 406 cm, 443 - 461 cm). Die Sedimente sind sehr schlecht sortiert und haben einen hohen Silt- und Tongehalt. Molluskenschalen, überwiegend Gastropoden, sind nur wenig zerbrochen. Die Korngrößenverteilungen lassen sich in zwei sehr schlecht sortierte Teilkollektive zerlegen. Das grobkörnige Teilkollektiv besteht aus den weniger zerbrochenen Skeletten der in diesem Ablagerungsmilieu lebenden Organismen. Das feinkörnige Teilkollektiv enthält Silt- und Feinsand-Partikel.

Der obere Bereich der back barrier Sedimente bildete sich wahrscheinlich in einer Seegraswiese (Proben: 300 - 312 cm, 312 - 325 cm). Der Gehalt an großen Molluskenschalen ist sehr hoch. Der mittlere Korndurchmesser des feinkörnigen Teilkollektivs liegt in der Grobsilt-Fraktion. Der Tongehalt ist etwas geringer als in den darunterliegenden Sedimenten, was vielleicht auf stärkere Wasserbewegung zurückzuführen ist.

In den lagunären Ablagerungen des Kernabschnitts oberhalb 3 m sind die Sedimente aus besser sortierten Teilkollektiven zusammengesetzt (Proben: 10- 16 cm, 85 - 91 cm, 164 - 170 cm, 216 - 231 cm). An der Basis dieser Sedimente ist der Ton- und Siltgehalt nur gering. Der Siltgehalt nimmt nach oben hin wieder zu. Gegenläufig verhält sich der Anteil an Detritus mit Korndurchmesser über 2 mm. Er nimmt nach oben hin ab, ebenso der Anteil des grobkörnigen Teilkollektivs. Der Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs wächst. Sein mittlerer Korndurchmesser verschiebt sich in Richtung auf kleinere Korngrößen. Der untere Abschnitt dieser lagunären Sedimente wurde wahrscheinlich noch im stärker bewegten Wasser abgelagert (offen lagunär). Ton- und Siltpartikel wurden ausgewaschen. Der obere stärker siltige Abschnitt sedimentierte auf den tiefer gewordenen Sedimentböden, wo auch weniger Organismen große und massive Karbonatskelette produzieren.

Das feinkörnige Teilkollektiv ist in diesem Kern überwiegend aus Material zusammengesetzt, das im Saumriff produziert, durch starke Wasserbewegung ausgewaschen und mit abnehmender Wasserströmung in die Lagune transportiert wurde. Dort sedimentierte es auf den riffnahen tiefen Lagunenböden. Im Verlauf des Holozäns wurde im Saumriff immer mehr Material produziert. Zunehmend schlossen sich die Lücken im Saumriff. Durch die erhöhte Produktion an Sediment wurde zwar mehr feinkörniges Material in die Lagune transportiert, mit abnehmender Wasserbewegung nahm aber auch die Korngröße der transportierten Sedimentpartikel ab (Korngrößenhistogramme, Abb. 36).

Kern NL 041 (Abb. 37, Tab. 11)

Auch in diesem Kern nimmt der Anteil eines feinkörnigen Teilkollektivs (mittlerer Korndurchmesser ca. 50  $\mu\text{m}$ ), das aus Saumriff-Material besteht, nach oben hin zu.

Die Korngrößenverteilungen der Sedimente sind jedoch noch aus zwei weiteren Teilkollektiven zusammengesetzt, einem mittelkörnigen und einem grobkörnigen. Der Anteil des grobkörnigen wird nach oben hin geringer. Das mittelkörnige Teilkollektiv (mittlerer Korndurchmesser ca. 220  $\mu\text{m}$ ) ist am größten knapp oberhalb der Basis der holozänen Sedimente (Proben:

147 - 153 cm, 210 - 225 cm) und in Ablagerungen einige Zentimeter unter der Sedimentoberfläche, die bei stärkerer Wasserbewegung entstanden sein könnten (Proben: 1 - 4 cm, 15 - 18 cm). Dieses Teilkollektiv wird von gut aufbereiteten Sedimenten gebildet. Grobe Komponenten wurden weiter zerkleinert und feinkörniges Material ausgewaschen. Einige Strandproben haben ein ähnliches Korngrößenmaximum. Ein vergleichbares Korngrößenkollektiv enthalten auch die Sedimente anderer Kerne von ebenfalls etwas stärker exponierten Lagunenböden mit nur geringem Riffbestand (NL 001/3, NL 021, NL 030).

Kern NL 044 (Abb. 38, Tab. 12)

Die Korngrößenverteilung der Sedimente dieses Kernes besteht ebenfalls aus mehreren Teilkollektiven. Die Abfolge der holozänen Sedimente entspricht ungefähr der im Kern NL 031/4.

Sehr schlecht sortierte Sedimente kennzeichnen den Beginn der holozänen Sedimentation (Proben: 484 - 488 cm, 488 - 500 cm). Das grobkörnige Teilkollektiv ist gröber und umfaßt einen größeren Anteil des Sediments als in den darüberliegenden Sedimenten, weil die im geschützten back barrier Milieu produzierten und abgelagerten Karbonatpartikel nur wenig zerkleinert und sortiert wurden.

Im darüberliegenden Kernabschnitt (Proben: 334 - 340 cm, 370 - 376 cm, 424 - 430 cm) beträgt der Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs über 60 %. Die Sortierung dieses Teilkollektivs wird nach oben hin besser, und der mittlere Korndurchmesser verschiebt sich zum Größeren hin. Der Silt- und Tongehalt geht zurück. Dies sind Anzeichen für eine zunehmende Wasserbewegung. Das Material besteht zum Teil aus aufgearbeiteten leicht zerbrechlichen Skelettfragmenten der im back barrier Milieu lebenden Organismen (z.B. Kalkalgen, viele Amphiroa- und Halimdea-Fragmente) und zum Teil aus Material, das vom Saumriff in das back barrier Milieu hineintransportiert wurde (Homotrema rubrum-Fragmente, Alcyonaria-Spiculae). Die Korngrößen des feinkörnigen Teilkollektivs werden leicht erodiert und transportiert (suspended load). Wahrscheinlich fehlte eine sedimentstabilisierende Pflanzendecke. Im oberen Bereich der back barrier Sedi-

mente verringert sich der Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs und der des grobkörnigen Teilkollektivs nimmt zu (Probe: 240 - 246 cm).

Nach dem Abbau der Barre war die Exposition des Sedimentbodens am höchsten. Das Feinmaterial wurde ausgewaschen und grobe Skelettfragmente weiter zerbrochen. Es entstand ein Teilkollektiv mit einer mittleren Korngröße von ca. 570  $\mu\text{m}$ . Dieses Teilkollektiv ist zunächst noch anteilmäßig sehr groß (Proben: 192 - 200 cm, 219 - 225 cm). Nach oben hin wird es weniger, und ein feinkörniges Teilkollektiv mit einem mittleren Korndurchmesser von ca. 90  $\mu\text{m}$  gewinnt zunehmend an Bedeutung (Proben: 5 - 11 cm, 67 - 73 cm, 124 - 130 cm).

Dieser Trend wurde durch den größeren Schutz des Sedimentbodens, durch Zunahme der Wassertiefe und verstärktes Riffwachstum hervorgerufen. Grobes im Flachwasser aufbereitetes Sediment gelangte immer seltener auf den tiefen Boden der Sandwanne. Es sedimentierte überwiegend nur feinkörniges aus flachen Sandwannen im Saumriff ausgewaschenes Sediment (suspended load).

#### 4.4.7.3. Generelle Trends und Zusammenfassung

Die holozäne Sedimentation begann entweder im geschützten back barrier Milieu oder im exponierten Flachwasser.

Die Sedimente an der Basis der back barrier Ablagerungen sind sehr schlecht sortiert. Sie haben einen hohen Silt- und Tongehalt und enthalten große, nur wenig zerbrochene Skelettfragmente. Sofern sich in den schlecht sortierten Sedimenten log-normal verteilte Teilkollektive abtrennen lassen, sind sie ebenfalls schlecht sortiert. Ein Teilkollektiv liegt meistens im Grobsandbereich und ein anderes im Siltbereich.

Nach oben hin nimmt der Tongehalt der Sedimente ab. Der Anteil des feinkörnigen Teilkollektivs wächst, und das Häufigkeitsmaximum verschiebt sich vom Silt- zum Feinsandbereich. Die Sortierung des feinkörnigen Teilkollektivs wird besser (NL 031/4, NL 044). Der obere Abschnitt der back barrier Sedimente wurde bei zunehmender Exposition abgelagert. Der Anteil

des grobkörnigen Teilkollektivs kann wieder ansteigen (coarsening-upward, NL 031/4).

Mit weiter ansteigendem Meeresspiegel ging der Einfluß der Barre zurück. Die Wasserbewegung im Ablagerungsraum erreichte ein Maximum. Die Phase der back barrier Sedimentation wurde abgeschlossen und die nach oben hin folgende Ablagerungssequenz ist in fast allen Kernen ähnlich.

Die Sequenz beginnt mit bimodalen, verhältnismäßig schlecht sortierten Sedimenten. Die Häufigkeitsmaxima der Teilkollektive liegen im Übergang vom Fein- zum Mittelsand und im Grobsand-Bereich. Korngrößen  $< 100 \mu\text{m}$  sind selten und Komponenten  $> 2000 \mu\text{m}$  häufig. Die Sedimentoberfläche war stellenweise durch Seegraswiesen stabilisiert. Dies bewirkte, daß die beiden Teilkollektive der Korngrößenverteilung relativ weit auseinander liegen. Grobkörnige Skelettfragmente von in der Seegraswiese lebenden Organismen (autochthone Sedimente, bedload) wurden nur wenig zerkleinert, und selbst sehr feinkörnige Sedimente (suspended load) wurden noch in der Seegraswiese gefangen und konnten dort sedimentieren (Kap. 4.4.4.3.).

Mit zunehmender Wassertiefe nahm der sedimentstabilisierende Einfluß der Pflanzendecken ab. Die beiden Teilkollektive rücken näher zusammen und sind besser sortiert (Kerne: NL 001/3, NL 030). Die in diesem Milieu lebenden Organismen bildeten weniger stabile und kleinere Skelette (z.B. nur noch wenige Schalen von Codakia orbicularis). Durch stärkere Umlagerung im noch flachen Wasser wurden Skelettfragmente besser aufgearbeitet und weiter zerkleinert. Feinkörnige Partikel der suspended load wurden nicht abgelagert oder wieder resuspendiert. Der mittlere Korndurchmesser des feinkörnigen Teilkollektivs wird gröber. Ist die Produktion an Skelettmaterial groß, überwiegt der Anteil des grobkörnigen Teilkollektivs (NL 030). Bei stärkerer Aufarbeitung, Umlagerung und Zufuhr von feinkörnigerem Material aus flacherem Wasser überwiegt das feinkörnige Teilkollektiv mit Korngrößen vom Fein- bis Mittelsand (NL 001/3, NL 041).

In den oberen Kernabschnitten kommt ein drittes Korngrößenkollektiv hinzu, dessen mittlerer Korndurchmesser im Grobsilt- bis Feinsandbereich liegt. Der Anteil dieses Korngrößenkollektivs wird nach oben hin größer, was auf

ein zunehmend ruhigeres und stärker geschütztes Sedimentationsmilieu am Lagunenboden schließen läßt (Kap. 4.4.4.5.). In diesem Milieu sedimentierte zunehmend mehr feinkörniges Material, das in Gebieten mit höherer Wasserbewegung (überwiegend flacheres Wasser) ausgewaschen wurde (suspended load). Besonders stark ist die Zufuhr von feinkörnigem Material auf den Lagunenböden in der Nähe des Saumriffs (Kap. 4.4.4.6., Abb. 23). In einigen Kernen wird auch der Tongehalt der holozänen Sedimente nach oben hin wieder größer.

Dieser Trend, nach oben hin eine Zunahme feinkörniger Sedimentpartikel (suspended load) und eine Abnahme der großen und stabilen Skelettfragmente, die in den Seegraswiesen-Sedimenten an der Basis der holozänen Schichten besonders häufig sind, führt zu einer fining-upward Sequenz der holozänen Schichten (Kern NL 021/1). Nur am oberen Abschnitt der back barrier Sedimente - in einigen Kernen an der Basis der holozäne Ablagerungen - ist dieser Trend gegenläufig.

Die coarsening-upward Sequenz der back barrier Sedimente entstand durch den abnehmenden Schutz der Barre, die bei ansteigendem holozänen Meeresspiegel abgebaut und überstaut wurde. Mit wachsender Wasserfläche vergrößerte sich auch die Exposition des Sedimentationsraumes.

Die fining-upward Sequenz der lagunären Ablagerungen bildete sich durch den zunehmenden Schutz des Lagunenbodens, hervorgerufen durch Zunahme der Wassertiefe und dichteres Riffwachstum. Der extreme Schutz der Sedimentböden führte zu einer erhöhten Sedimentation von Feinmaterial. "Die hauptsächlichsten organischen Sedimentproduzenten meiden solche Weichböden, so daß eine stärkere Produktion von Grobmaterial unterbleibt. Das Gleichgewicht verschiebt sich immer mehr zum feinen Material." (FÜTTERER, 1969, S. 13)

#### 4.4.8. Grobkorn-Zusammensetzung der holozänen Sedimente

##### 4.4.8.1. Faziesinterpretation durch Grobkornanalyse

Die Fazies-Einheiten einer Karbonatplattform lassen sich durch quantitative Grobkornanalysen der Sedimente näher beschreiben und unterscheiden (Methodik: Kap. 9.7.; SHEPARD & MOORE, 1954; GINSBURG, 1956, 1972; IMBRIE & PURDY, 1962; UPCHURCH, 1970; SARNTHEIN, 1971 und HARRIS, 1979). Die meisten Arbeiten, die auf diesem Gebiet gemacht wurden, befassen sich mit der Faziesverteilung rezenter Oberflächensedimente.

In den Kernen aus der Bermuda North Lagoon wurden durch Grobkornanalyse auch fossile Fazies-Einheiten näher beschrieben und gegeneinander abgegrenzt.

Die einzelnen Komponenten haben meistens auch eine bestimmte mineralogische Zusammensetzung (Kap. 9.7.4.). Durch die Grobkornanalyse läßt sich so auch ungefähr die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente abschätzen (CHAVE, 1962).

Bei der Interpretation der Grobkornanalyse sind einige Faktoren zu beachten:

- Einige Komponenten kommen oft nur in bestimmten Korngrößen-Fractionen vor (Probe NL 034, 55 - 63 cm, Tab. 14). So sind z.B. Muschelschalen besonders häufig in den Fractionen 2000 - 800  $\mu\text{m}$  und Gehäuse der Großforaminiferen (Sortidae) von 3150 - 800  $\mu\text{m}$ . Alcyonaria-Spiculae, Fragmente von Ostracoden und von kleinen Foraminiferen-Schalen sind besonders häufig in den feinkörnigen Fractionen. Es sollten deshalb nur gleichgroße Korngrößen-Fractionen unterschiedlicher Proben miteinander verglichen werden.
- Die Umlagerung ist bei feinkörnigen Komponenten wahrscheinlich stärker als bei grobkörnigen. Die Zusammensetzung der grobkörnigen Kornklassen (> 2000  $\mu\text{m}$ ; stärker autochthon) ist deshalb ein besserer Indikator für

Faziesänderungen als die Zusammensetzung der feinkörnigen Kornklassen (stärker allochthon). Ein Nachteil kann jedoch die geringe Menge grobkörniger Komponenten im Sediment sein.

Die feinkörnigen Kornklassen unterschiedlicher Proben haben häufig nur geringe Unterschiede in der Zusammensetzung. Sie sind durch stärkere Umlagerung homogenisiert.

Stärkere Unterschiede in der Zusammensetzung der feinkörnigen Fraktionen sind ein Hinweis auf Sedimentzufuhr von anderen Fazies-Einheiten (vgl. feinkörnige Fraktionen im Kern NL 040, Tab. 15). Nachteile bei der Analyse feinkörniger Fraktionen sind größere Fehler durch Probenteilung und schlechtere Identifizierung der Partikel (Kap. 9.7.3.).

#### 4.4.8.2. Grobkorn-Zusammensetzungen einiger Sedimentkerne

In zwei Kernen aus der North Lagoon wurde die Grobkornzusammensetzung ( $> 63 \mu\text{m}$ ) der holozänen Sedimente untersucht. Der Kern NL 001/3 liegt im küstennahen Bereich der North Lagoon und hat nur eine unvollständige und geringmächtige back barrier Sequenz an der Basis der holozänen Ablagerungen. Mit einer nahezu vollständigen und stärker differenzierten back barrier Sequenz beginnt die holozäne Sedimentation im Kern NL 040. Da die Station NL 040 in der Nähe des Saumriffs (back reef Zone) liegt, enthält der obere Abschnitt des Kerns auch feinkörniges Saumriffmaterial.

Im Kern NL 048 konnte nachgewiesen werden, daß vor allem grobkörnige Komponenten, wenn sie in ausreichender Zahl vorhanden sind, eine vergleichsweise schnelle Faziesanalyse ermöglichen.

Kern NL 001/3 (Abb. 44, 45, Tab. 15)

Die holozäne Sedimentation beginnt mit einer Karbonatgyttja (250 - 290 cm), die viele Schneckenschalen enthält.



Der Karbonatsand (230 - 250 cm) oberhalb der Gyttja enthält ebenfalls noch viele Schneckenschalen (Vermicularia spirata, Modulus modulus, Bulla striata), von denen einige vielleicht bei der Transgression aus der Gyttja aufbereitet wurden. Schalen von Astraea phoebia und Codakia orbicularis geben Hinweis auf Seegraswiesen. Schalen von Pteriacea Gattungen sind typisch für Ablagerungen im flachen Wasser. Halimeda-Fragmente sind besonders häufig.

Im Kernabschnitt von 150 - 230 cm ist der Anteil an Halimeda-Fragmenten etwas geringer. Schneckenschalen sind nur noch sehr selten. Die Häufigkeit der Codakia- und Pteriacea-Schalen (überwiegend Pinctada imbricata) nimmt ebenfalls ab. Schalen von Ervilia sp. sind häufig. Dieser Sand wurde wahrscheinlich noch im stark bewegten Flachwasser abgelagert.

Der obere Kernabschnitt hat eine Sedimentzusammensetzung, die für geschützte, tiefere Lagunenböden typisch ist. Die Übergangszone mit starken Veränderungen der Sedimentzusammensetzung liegt im Kern bei ca. 130 bis 150 cm. Nach oben hin nimmt die relative Häufigkeit der Halimeda-Fragmente ab und die der Muschelschalen zu (Abb. 45). Besonders häufig sind Gouldia cerina und Pitar fulminata und in den Fraktionen von 1600 - 630  $\mu\text{m}$  die Schnecke Finella sp. (Tab. 15).

Rhodophyceen-Bruchstücke (Fraktionen 800 - 250  $\mu\text{m}$ ) und größere Bruchstücke von agglutinierten Wurmröhren (2000 - 1000  $\mu\text{m}$ ) nehmen im Kern nach oben hin zu. Die feinkörnigen Fraktionen zeigen nur geringe Unterschiede zwischen einzelnen Sediment-Abschnitten.

Kern NL 040 (Abb. 46, 47, Tab. 15)

Oberhalb einer Torfmudde beginnt bei einer Kernlänge von 460 cm die holozäne Karbonatsedimentation.

Im unteren Abschnitt (396 - 460 cm) besteht die Grobfraktion ( $> 2000 \mu\text{m}$ ) zum überwiegenden Teil aus Gastropodenschalen. Die absolute Häufigkeit dieser Schalen im Sediment ist ebenfalls recht hoch (Abb. 47). Besonders häufig sind Schalen von Bulla striata, Modulus modulus und Cerithium lutosum. Die Diversität der Muschelschalen ist noch vergleichsweise ge-

ring (back barrier Sedimente, restricted marin). An der Basis sind Pteriacea-Schalen (Pinctada imbricata und Isognomon sp., ca. im Verhältnis 2 : 1) besonders häufig (Kap. 4.4.3.). In den feinkörnigen Fraktionen ist der Anteil an Bruchstücken ästiger, fragiler Rhodophyceen-Arten ebenfalls erhöht.

In den Sedimenten des Kernabschnitts von 300 - 396 cm verstärkt sich nach oben hin der Einfluß der vollmarinen, lagunären Sedimentation. Grobe Schalenbruchstücke werden häufiger und die Diversität der Komponenten nimmt zu. Am Top bildeten sich Seegraswiesen (Proben: 300 - 312 cm, 312 - 325 cm). Charakteristisch für diesen Abschnitt ist der besonders hohe Gehalt an Codakia orbicularis-Schalen und - in diesem Kern nicht besonders ausgeprägt - mehrere Astraea phoebia-Schalen. Von den übrigen Gastropodenarten sind noch Schalen von Vermicularia spirata und Modulus modulus recht häufig.

Die Sedimente des Kernabschnitts von 190 - 300 cm wurden bei erhöhter Exposition stärker umgelagert (Rückgang der Seegraswiesen, geringere Stabilisierung der Sedimente). Der Feinkorngehalt ist nur noch gering. Besonders deutlich ist der Rückgang an Gastropodenschalen. Der Anteil an Codakia orbicularis geht ebenfalls zurück. Codakia costata und C. orbiculata werden häufiger. Der Gehalt an Laevicardium laevigatum-Schalen im Sediment erreicht in diesem Kernabschnitt ein Maximum. Grobe Halimeda-Fragmente sind ebenfalls recht häufig.

Im oberen Kernabschnitt (0 - 190 cm) ist nach einer Übergangszone (147 - 190 cm), in der Schalen von Ervilia sp. sehr häufig sind, besonders der geringe Gehalt an grobkörnigen Komponenten auffällig. Große Gastropodenschalen sind nur noch selten. In den Fraktionen von ca. 1600 - 630 µm bilden jedoch Finella-Schalen einen hohen Anteil der Sedimentzusammensetzung. Häufige Muschelschalen sind Gouldia cerina und Pitar fulminata. In den darunterliegenden Sedimenten sind diese Muschelschalen seltener. Bruchstücke von agglutinierten Wurmröhren sind ebenfalls im oberen Kernabschnitt häufiger als im unteren.

In den feinkörnigen Fraktionen haben Fragmente von Homotrema rubrum und Alcyonaria-Spiculae einen hohen prozentualen Anteil. Diese Komponenten

werden überwiegend im Saumriff gebildet und zeigen an, daß nach oben hin zunehmend mehr feinkörniges vom Saumriff in die Lagune transportiertes Material abgelagert wurde.

Kern NL 048 (Abb. 48, 49, Tab. 15)

In diesem Kern wurde nur die Zusammensetzung der Fraktion  $> 3150 \mu\text{m}$  untersucht. Der Anteil dieser Fraktion am Gesamtsediment ist sehr hoch, so daß genügend Material für eine hinreichend genaue statistische Auswertung vorlag (Ausnahme: Probe 168 - 173 cm; die Zusammensetzung wurde in der Fraktion  $> 2500 \mu\text{m}$  ermittelt).

Die holozäne Karbonatsedimentation begann mit einem Aufarbeitungshorizont über torfigen Sedimenten. In dieser stärker sandigen Lage (194 - 203 cm) sind große Schalenbruchstücke angereichert. Besonders häufig sind Schneckenschalen: Cerithium lutosum, Modulus modulus, Vermicularia spirata und Bulla striata. Muschelschalen sind seltener. Häufiger sind lediglich Schalen von Arten, die zur Pteriacea Familie gehören und von Codakia orbiculata.

Darüber folgt ein Kernabschnitt mit Sedimenten, die bei ruhiger Wasserbewegung im back barrier Milieu abgelagert wurden (158 - 194 cm). Die Sedimente sind sehr feinkörnig. Geringe Diversität der Grobkorn-Komponenten deutet auf ein "restricted" marines Milieu hin. Häufigere größere Komponenten sind nur Schalen von Modulus modulus, Codakia orbiculata und Halimeda chips.

Im oberen Bereich der back barrier Sedimente (118 - 158 cm) ist ein Übergang zu vollmarinen Bedingungen zu erkennen. Besonders stark ist die Zunahme von Astraea phoebia und Codakia orbicularis. Codakia orbiculata erreicht in dieser Zone ihre größte Häufigkeit. Der Gehalt an großen Halimeda chips ist ebenfalls noch recht hoch.

Die Sedimente im Kernabschnitt von 46 - 118 cm bildeten sich unter Einfluß von Seegraswiesen. Besonders im unteren Teil sind die dafür typischen Schalen von Astraea phoebia und Codakia orbicularis am häufigsten. Her-

vorgelagert durch geringeren Einfluß der Seegraswiesen und stärkerer Umlagerung der Sedimente nimmt die Häufigkeit dieser Schalen nach oben hin ab. Ebenfalls werden Schalen der Hartgrund besiedelnden Muschelarten (Pteriacea) seltener. Laevicardium laevigatum ist über den gesamten Abschnitt ungefähr gleich häufig und bildet im oberen Bereich den größten Anteil der Grobfraction. Auch Codakia costata und Modulus modulus zeigen über den gesamten Abschnitt ungefähr gleichbleibende Häufigkeiten. Eine Zunahme nach oben hin ist bei Schalen von Pitar fulminata und Gouldia cerina zu beobachten. Im Kernabschnitt oberhalb 118 cm sind große Hali-medea chips nur noch selten, vielleicht deshalb, weil sie in den umgelagerten Sedimenten stärker zerstört wurden.

Der obere Abschnitt des Kernes besteht aus Sedimenten, die im geschützten tieferen Wasser abgelagert wurden. Sie enthalten vergleichsweise wenig große Skelettbruchstücke. Der größte Teil der noch vorhandenen Schalen wird von Laevicardium laevigatum, Codakia costata und Gouldia cerina gebildet.

#### 4.4.8.3. Ergebnisse und Zusammenfassung

Aus den vorangegangenen Beispielen ergibt sich folgendes Bild (basiert zum größten Teil auf der Zusammensetzung der Fraktion > 2000 µm):

- Basis der holozänen Sedimente (back barrier Milieu): überwiegend Gastropodenschalen: Bulla striata, Cerithium lutosum, Modulus modulus, Vermicularia spirata; wenige Muschelarten: Pinctada imbricata, Iso-gnomon sp. und Codakia orbiculata
- Seegraswiesen-Sedimente: sehr viele große Muschelschalen, besonders häufig ist Codakia orbicularis; eine häufige Schneckenart ist Astraea phoebia
- offen lagunär, umgelagerte Seegraswiesen-Sedimente: weniger Codakia orbicularis, viele Schalen von Laevicardium laevigatum

— geschützt lagunär: wenige grobe Komponenten; häufige Muschelschalen sind: Gouldia cerina, Pitar fulminata und Codakia costata; in der Fraktion 1600 - 630 µm sind Finella-Schalen recht häufig und ebenfalls Bruchstücke agglutiniertes Wurmrohren.

In der Nähe des Saumriffs sind in den Feinsand-Fractionen Bruchstücke von Homotrema rubrum und Alcyonaria-Spiculae häufig (KORNICKER & BOYD, 1962).

Von einigen Proben wurde aus den Ergebnissen der Grobkornanalyse die Zusammensetzung der Sandfraktionen (63 - 2000 µm) und der Fraktion > 2000 µm errechnet (Tab. 15). Die faziesabhängige Sediment-Zusammensetzung ist auch in der gesamten Sandfraktion noch zu erkennen.

Halimeda-Fragmente bilden den Hauptbestandteil der holozänen Lagunensedimente (EMERY et al., 1954). In allen Proben liegen die Gehalte über 35 % und in den meisten Proben sogar weit über 50 %.

Korallen-Fragmente sind in den Lagunensedimenten nur in geringen Spuren enthalten. Auch in den Sedimenten des Saumriffs und auf der reef front terrace sind Korallenfragmente nicht der Hauptbestandteil (UPCHURCH, 1970). Die Korallen erfüllen eine andere Funktion. An den massiven Korallenriffen wird die Wellenenergie reduziert. Im Schutz der Korallenriffe, in der Lagune, können Sedimente zu größeren Mächtigkeiten akkumuliert werden (GOREAU & GOREAU, 1973).

Durch die hohe Karbonatproduktion der Kalkalgen (WEFER, 1980) - überwiegend Rhodophyceen in den Riffgebieten und Chlorophyceen in den geschützten Environments - wurde der größte Teil der holozänen Sedimente gebildet. Das Riffwachstum der Korallen schützte die Sedimente vor Erosion und reduzierte den Sedimenttransport in die Tiefsee.

## 5. Holozäner Meeresspiegelanstieg - Einfluß auf die Sedimentation

### 5.1. Faziesänderungen und Meeresspiegelanstieg

In den untersuchten Kernen aus der North Lagoon ist innerhalb der holozänen Ablagerung ein Trend der Faziesentwicklung zu erkennen. Die Fazies ändert sich von im Flachwasser oder back barrier Milieu abgelagerten Sedimenten an der Basis zu in größeren Wassertiefen auf den Lagunenböden abgelagerten Sedimenten am Top der holozänen Sequenz.

Mit Ausnahme des Übergangs von back barrier zu offenen lagunären Ablagerungen, bei dem die Sedimentationsraten so groß sein können, daß evtl. mit einer Abnahme der Wassertiefe zu rechnen ist (Kap. 5.6.), ist in allen Kernen eine einheitlich gerichtete Abfolge von geringen zu größeren Wassertiefen zu erkennen. Dies spricht für einen kontinuierlich ansteigenden Meeresspiegel. Verließ der holozäne Meeresspiegelanstieg nicht kontinuierlich, sondern mit Schwankungen, so können diese Schwankungen nur gering gewesen sein, da Auswirkungen auf die Sedimentation nicht unmittelbar zu erkennen sind (Kap. 5.5.).

Der holozäne Meeresspiegelanstieg ist aber auch quantitativ meßbar. Diese Messungen beruhen überwiegend auf radiometrische  $^{14}\text{C}$ -Altersbestimmungen an Proben, die einen fossilen Meeresspiegelstand anzeigen. Torfe, die sich im Bereich des Mean Sea Levels bildeten (Kap. 4.4.2.1.), eignen sich besonders gut als Untersuchungsmaterial.

### 5.2. Bermuda als Pegel für Meeresspiegelschwankungen

Ein generelles Problem bei der Analyse von Meeresspiegelschwankungen wurde schon von PENK (1882) erkannt. Dieses Problem besteht in der Aufschlüsselung der Relativbewegungen zwischen Land und Meer in eustatische, weltweite Meeresspiegelschwankungen, die in erster Linie durch wechselnde Eisvolumen auf dem Festland hervorgerufen werden, und in regional begrenzte isostatische Ausgleichsbewegungen der Erdkruste, die durch unterschiedliche und wechselnde Belastungen der Kruste entstehen können (WALCOTT, 1972; MÖRNER, 1971, 1976; CLARK & LINGLE, 1979).

Bermuda liegt in einer Zone der Erdkruste mit nur geringen isostatischen Ausgleichsbewegungen. Die gemessenen Meeresspiegelschwankungen entsprechen annähernd den ozeanweiten Durchschnittswerten der eustatischen Meeresspiegelschwankungen. Bermuda ist eine vom tiefen Ozeanboden aufsteigende Insel und verhält sich deshalb isostatisch wie der umgebende Ozeanboden. Komplizierte isostatische Ausgleichsbewegungen und daraus resultierende relative Meeresspiegelschwankungen wie sie an Kontinentalrändern durch zusätzliche Wasserauflast auf der Ozeankruste entstehen, fehlen auf Bermuda (BLOOM, 1967; WALCOTT, 1972). Zusätzlich ist Bermuda ein tektonisch stabiles Gebiet und eignet sich deshalb als Pegel für eustatische Meeresspiegelschwankungen.

Die letzte stärkere tektonische Bewegungsphase hatte Bermuda im Oligozän. Durch Intrusion von lamprohyrischem Magma vergrößerte sich das Volumen des Bermuda seamount, und seine Oberfläche wurde über den Meeresspiegel angehoben. Die Absenkung in den letzten 10 000 Jahren durch ocean floor subsidence war kleiner als 10 cm und kann deshalb bei Bestimmungen des holozänen Meeresspiegelanstiegs vernachlässigt werden (Kap. 2.3.4.; REYNOLDS & AUMENTO, 1974; HYNDMAN et al., 1974; RICE et al., 1980).

Im Vergleich zu anderen Stellen der Erdoberfläche besitzt Bermuda ideale Voraussetzungen für Messungen des holozänen eustatischen Meeresspiegelanstiegs. Hinzu kommt, daß in der Lagune und in den peat marshes in unterschiedlicher Tiefe unter heutigem Mean Sea Level Torfe abgelagert wurden, die sich wegen der starken Permeabilität des Untergrundes ungefähr im Niveau des damaligen Mean Sea Levels bildeten (Kap. 4.4.2.1.).

### 5.3. Frühere Untersuchungen

REDFIELD (1967) datierte Torfproben von der Bermuda North Shore (Somerset Long Bay und Shelly Bay) und konstruierte eine Kurve des holozänen Meeresspiegelanstiegs (M.S.L.), die bis ca. 4000 Jahre zurückreicht (Probentiefe: bis -3,2 m unter heutigem M.S.L.).

NEUMANN (1971) erweiterte diese Meeresspiegelkurve auf 9500 y.B.P.. Er kernete Sedimente der rezenten peat marshes, der inshore waters und ponds. Die tiefsten Torfproben liegen ca. 24 m unter heutigem M.S.L..

#### 5.4. Neuere Untersuchungen

Innerhalb des Forschungsprojektes "Meeresspiegel Bermuda" (Leiter: Prof. Dr. D. MEISCHNER; DFG Az.: 267/18 bis 20) wurden auch die  $^{14}\text{C}$ -Alter mehrerer Torf- und Karbonatproben aus den Kernen der North Lagoon bestimmt (Tab. 17, Abb. 10; Labor: Inst. für Reine und Angewandte Kernphysik, Univ. Kiel; Dr. H. ERLLENKEUSER).

Für die Konstruktion von Anstiegskurven des Mean Sea Levels ist es wichtig, nur solche Torfe zu datieren, die unmittelbar über bedrock liegen und keine Zeichen von Umlagerungen haben, also autochthon sind, möglichst mit einem Wurzelhorizont unter der Basis. Der Untergrund dieser Torfe ist meistens ein toniger Residualboden, der über unterschiedlich stark zementierten Karbonatsanden liegt. Eine Kompaktion dieses pleistozänen Untergrundes nach der Torfablagerung kann weitgehend ausgeschlossen werden. Bei autochthonen Torfen ist ebenfalls eine Verlagerung von flachen Randbereichen, in denen sich Torfe bildeten, in tieferes Wasser auszuschließen. Beides, Kompaktion des Untergrundes und Verlagerung in tieferes Wasser, sind Fehlerquellen, die für ein bestimmtes Alter zu große Wassertiefen unter M.S.L. ergeben. Kontamination des Torfes durch älteres Material (Einschwemmung) oder durch Wurzeln jüngerer Pflanzen stellt eine andere, schwer abzuschätzende Fehlerquelle dar (PLASSCHE, 1980). Um Kontaminationen durch die Probenahme zu verhindern, wurde der randliche durch den Kernvorgang leicht verschmierte Bereich der Torfproben entfernt. Die Alter der so ausgewählten Proben weichen nur unwesentlich von der von NEUMANN (1971) konstruierten holozänen Meeresspiegel-Anstiegskurve ab (Abb. 14).

Die Tiefenlage der datierten Proben unter heutigem M.S.L. ergibt sich aus der gemessenen Wassertiefe, die nach Gezeitentabellen und Gezeitenschrieben korrigiert wurde, der Eindringtiefe des Kernrohres und der gewonnenen Kernlänge. Die Werte und Fehlergrenzen sind wie folgt definiert:

- mittlere Probertiefe:

$$\text{korrigierte Wassertiefe} + \text{Kernabschnitt (Kerntop bis Mitte Probe)} \\ \times \frac{\text{Eindringtiefe}}{\text{Kernlänge}}$$



- minimale Probentiefe (Kernverkürzung ausschließlich unterhalb der Probe): korrigierte Wassertiefe - 10 cm + Kernabschnitt (Kerntop bis Mitte Probe)
- maximale Probentiefe (Kernverkürzung ausschließlich oberhalb der Probe): korrigierte Wassertiefe + 10 cm + Eindringtiefe + 10 cm - Kernabschnitt (Mitte Probe bis Kernbasis)

Diese Fehlergrenzen sind sehr weit gesteckt. Schwer abzuschätzende Ungenauigkeiten durch Kompaktion der Sedimente müßten zum überwiegenden Teil ebenfalls noch in diesem Fehlerbereich liegen. Kompaktion ist abhängig vom Sedimenttyp und kann bei Torfen bis zu 90 % betragen (PLASSCHE, 1980; KAYE & BARGHORN, 1964). In feinkörnigen Sedimenten (Silten) der nördlichen Adria ist z.B. die Kompaktion in den obersten 50 cm am größten (bis ca. 20 %). Darunter ist die Kompaktionsrate nur noch gering (annähernd konstante Wassergehalte der Sedimente; PAUL, 1970).

#### 5.5. Oszillationen des Meeresspiegels

Zu den Fehlerquellen bei der Tiefenbestimmung der Probe (unter rezentem M.S.L.) und bei der Zuordnung der Ablagerung der Sedimente zum damaligen Mean Sea Level (Torfbildung in Bermuda liegt z.B. etwas oberhalb M.S.L.; Kap. 4.4.2.1.) kommen noch Ungenauigkeiten der Datierungsmethode hinzu (angegeben wird meistens nur die Standardabweichung der Messung,  $\pm \sigma$ ).

Diese Ungenauigkeiten erschweren einen exakten Nachweis von Oszillationen mit Perioden von Zehner bis mehreren Hunderten Jahren und Amplituden von einigen Metern, wie sie von FAIRBRIDGE (1961) oder von MÖRNER (1971, 1976) für den holozänen Meeresspiegelanstieg angenommen werden (WALCOTT, 1972).

Sicher verlief der holozäne Meeresspiegelanstieg nicht so kontinuierlich wie einige Meeresspiegel-Anstiegskurven vortäuschen (Zusammenstellung bei MÖRNER, 1976).

So erklärt KNOX (1940) die Ablagerung von unterschiedlich zusammengesetzten Torfen auf Bermuda, die sich ja im unmittelbaren Niveau des Meeresspiegels bilden und deshalb auf Meeresspiegelschwankungen empfindlich reagieren müßten, durch einen unregelmäßigen Anstieg des Meeresspiegels im Holozän. WANLESS (1983) veröffentlichte Pegelmessungen der letzten 50 Jahre, die einen durchschnittlichen Anstieg des M.S.L. auf Bermuda von 2,6 mm/Jahr ergeben. Messungen auf Süd Florida zeigen einen ähnlichen Anstieg. Dieser Wert liegt weit über dem durchschnittlichen Meeresspiegelanstieg der letzten 4000 Jahre (ca. 1 mm/y.). Kurzfristige Schwankungen des Mean Sea Levels erreichten Differenzen bis zu 20 cm (Anstieg des mittleren jährlichen Meeresspiegels in Bermuda von 1970 - 1974).

Oszillation hat es also auch sicherlich schon beim früheren holozänen Meeresspiegelanstieg gegeben. Diese Meeresspiegel-Fluktuationen haben aber auf die holozäne Sedimentation keine oder nur geringe Auswirkungen gehabt. Die Amplituden der Meeresspiegelschwankungen haben deshalb sicherlich nicht die von FAIRBRIDGE (1961) angenommenen Ausmaße erreicht.

#### 5.6. Holozäne Sedimentationsraten

Aus den Werten der  $^{14}\text{C}$ -Altersdatierung der Sedimente lassen sich auch durchschnittliche Sedimentationsraten errechnen. Die Sedimentationsrate zwischen zwei datierten Kernabschnitten ergibt sich aus der Altersdifferenz und dem Abstand der datierten Kernabschnitte (Kernverkürzung korrigiert). Wird für die Sedimentoberfläche ein rezentes Alter angenommen, läßt sich auch für den obersten Kernabschnitt eine durchschnittliche Sedimentationsrate errechnen (Abb. 14).

Die Sedimente im Riff haben besonders hohe Sedimentationsraten. Im Kern NL 053/2 wurden 1,5 m/1000 y. gemessen. Der Kern besteht im oberen Teil aus massiven Riffskeletten mit schlecht sortierten Sedimenten als Hohlräumfüllungen und im unteren Teil aus etwas besser sortierten Sedimenten einer kleinen Sandwanne mit groben Korallenbruchstücken (Abb. 43). Die Sedimentationsraten dieser nur wenige Meter unter dem heutigen M.S.L. liegenden Riffsedimente sind sogar etwas größer als der durchschnittliche

Meeresspiegelanstieg der letzten paar 1000 Jahre. Dies bedeutet, daß sich in letzter Zeit die Wassertiefe über dem Riff allmählich verringert hat (Kap. 4.4.5.1.).

Ebenfalls hohe Sedimentationsraten wurden im flachen Wasser bei verhältnismäßig schnell ansteigendem Meeresspiegel im frühen Holozän erreicht. Dort war die Produktion von karbonatischem Skelettmaterial vor allem der Kalkalgen und Mollusken sehr hoch. Zu besonders hohen Sedimentationsraten kam es im back barrier Milieu (NL 031/4, NL 040), wo das produzierte Karbonatmaterial nicht weggeschwemmt wurde und sogar noch durch washover-Prozesse eine Materialzufuhr stattfand. Mit zunehmender Wassertiefe verringerte sich die Sedimentationsrate. Berücksichtigt man noch die Kompaktion der Sedimente und geht davon aus, daß die obersten 50 cm nur wenig kompaktiert sind (Kap. 5.4.), so muß die Sedimentationsrate im oberen Bereich der Sedimente noch geringer gewesen sein.

Daraus läßt sich ableiten, daß im frühen Holozän in einem bestimmten Zeitabschnitt die durchschnittliche Sedimentationsrate und produzierte Menge an Karbonat in der North Lagoon größer war als in einem gleich großen Zeitabschnitt der näheren Vergangenheit. Die Flachwassergebiete waren im Verhältnis zur Gesamtfläche der Lagune im frühen Holozän sehr viel größer als heute. Die präholozäne Oberfläche der North Lagoon und des Saumriffs liegt im Durchschnitt 17,7 m unter heutigem M.S.L. (Abb. 11, Kap. 3.5.5.). Vor ca. 8000 Jahren, als der Meeresspiegel ca. 15 m unter dem heutigen lag, war schon über 70 % der heutigen Fläche überstaut. Die durchschnittliche Wassertiefe betrug ca. 3 m. Der höher liegende pleistozäne Saumwall verhinderte, daß das produzierte Sediment aus der Lagune heraustransportiert wurde. Deshalb war die Sedimentationsrate in sehr tief liegenden holozänen Sedimenten (NL 031/4, NL 040), besonders wenn sie im Bereich des Saumriffs liegen, durchschnittlich größer als in Sedimenten im heutigen Flachwasser (NL 049), die bei einem nur sehr langsam ansteigenden Meeresspiegel abgelagert wurden. Durch diese unterschiedlichen Sedimentationsraten und durch die unterschiedliche Sedimentationsdauer verringerten sich im Verlauf des Holozäns die Reliefunterschiede auf den Lagunenböden. Holozäne Sedimente nivellieren die Reliefunterschiede der pleistozänen Landoberfläche (aber: Reliefversteilung durch Riffwachstum).

Die mittlere Sedimentationsrate der holozänen Sedimente beträgt in den datierten Kernen 0,47 m/1000 y.. Dieser Wert ist als Durchschnittswert für die Sedimentationsgeschwindigkeit der holozänen Sedimente etwas zu hoch. Aus Bestimmung der Mächtigkeiten und Volumen der holozänen Sedimente (Kap. 3.5.5.) ergab sich eine Sedimentationsgeschwindigkeit für Sedimente der Lagune (Riffe und Sedimente des Lagunenbodens) von 0,42 m/1000 y.. Für die durchschnittliche Mächtigkeit der holozänen Sedimente des Lagunenbodens wurden 2,7 m ermittelt (Tab. 2). Bei einer mittleren Tiefenlage des pleistozänen Untergrundes von 17,7 m und einer Überflutungsdauer von ca. 8500 y. ergibt das Sedimentationsraten von ca. 0,32 m/1000 y. (Sedimente des Lagunenbodens, ohne Riffe).

Mit den meisten der datierten Kerne wurden sehr mächtige holozäne Ablagerungen, oft noch mit einer back barrier Sequenz an der Basis, durchteuft. Die holozänen Sedimente dieser Kerne sind vergleichsweise zu mächtig und die Sedimentationsraten zu hoch, um für die Gesamtfläche der North Lagoon repräsentativ zu sein. Nur die in den oberen Kernabschnitten (lagunäre Sedimente) ermittelten Sedimentationsraten (zwischen 0,3 und 0,6 m/1000 y., Abb. 14) entsprechen dem durchschnittlichen Wert der holozänen Sedimentationsrate auf dem Lagunenboden (ca. 0,32 m/1000 y.).

## 6. Modell der holozänen Sedimentation

### 6.1. Fazies der holozänen Sedimente und präholozänes Relief

Der präholozäne Untergrund der North Lagoon besteht aus marinen Karbonatsanden, die stellenweise zementiert sind. Dieser Karbonatsand wurde in der letzten Glazialzeit stark verkarstet. In Senken der Landoberfläche akkumulierte ein silikatischer Residualboden (Kap. 4.3.3.). Dieses präholozäne Oberflächenrelief war bei der holozänen Transgression ausschlaggebend für die unterschiedlichen Sedimentablagerungen und unterschiedlichen Entwicklungen der Sedimentation an verschiedenen Stellen der North Lagoon.

Wie stark die holozäne Sedimentation von der Morphologie der präholozänen Landoberfläche abhängig ist, läßt sich besonders deutlich erkennen, wenn modellhaft die holozäne Sedimentation zwei extremer morphologischer Positionen in einer Senke und auf einer Erhebung des präholozänen Untergrundes dargestellt wird.

#### 6.1.1. Holozäne Sedimentation in einer präholozänen Senke

Besonders differenziert sind die holozänen Ablagerungen in einer Senke des präholozänen Untergrundes (Abb. 16). In den durch Karstlösung entstandenen Senken entwickelte sich noch im Pleistozän ein weitgehend karbonatfreier, toniger Boden. Beim Anstieg des Meeresspiegels zu Beginn dieser Warmzeit wurde Grundwasser zurückgestaut. In den Senken kam es durch den hohen Grundwasserstand zur Torfbildung. Stellenweise entstand im oberen Teil des Residualtons ein Wurzelboden. Beim weiteren Anstieg des Grundwasserspiegels bildeten sich flache Süßwasserseen, in denen Torfmudden sedimentierten.

Allmählich versalzten die Süßwasserseen. Es sedimentierten Brackwassersedimente, Torfmudden mit Paludestrina bermudensis, die nach oben hin in eine Gyttja übergehen. Die Gyttja ist wahrscheinlich schon im marinen Flachwasser abgelagert worden. Der Sedimentationsraum innerhalb der Senke

war noch verhältnismäßig klein und der Wasserkörper stark geschichtet (unten Salz-, oben Süß- oder Brackwasser). Durch geringe Wasserbewegung entstand im Bodenwasser zeitweise Sauerstoffarmut. Es wurde ein feinschichtiges, ungestörtes Sediment abgelagert. Nach oben hin nimmt der organische Gehalt der Gytta ab, und es treten immer häufiger marine Schnecken auf. Es sedimentierte schließlich ein feinkörniges Karbonatsediment. Die Belüftung des Bodenwassers verbesserte sich, so daß die Sedimentböden auch von Muscheln besiedelt wurden. Geringe Diversität der marinen Organismen zeigt aber noch einschränkende Umweltfaktoren an (restricted marine).

Bei weiterem Meeresspiegelanstieg vergrößerte sich der Sedimentationsraum. Der Rand der Senke wurde überflutet, Landbarren entwickelten sich zu submarinen Barren, deren schützende Wirkung auf den Sedimentationsraum ständig abnahm. So entstanden aus marinen ponds zunächst noch stark geschlossene bays, die sich jedoch mehr und mehr öffneten. Das Ablagemilieu wurde energiereicher. Höhere Diversität der Molluskenfauna zeigt nun vollmarine Verhältnisse an. Es sedimentierten grobe Sande und stellenweise bildeten sich Seegraswiesen mit Sedimenten, die viele große Schalen von Codakia orbicularis (z.T. in Lebendstellung) und Astraea phoebia enthalten (Kap. 4.4.4.3.).

Mit zunehmender Wassertiefe nahm der Einfluß der Barre weiter ab. Möglicherweise wurde durch die Sedimentation sogar die Barre überdeckt und der Untergrund nivelliert. Im exponierten lagunären Milieu sedimentierten besser sortierte Sedimente mit nur geringen Feinkorngehalten. In größerer Wassertiefe wuchsen weniger Seegraswiesen. Die Sedimente wurden leichter verlagert. Sie enthalten viel umgelagertes Material der Seegraswiesen. Schalen von Laevicardium laevigatum sind besonders häufig.

In einer bestimmten Wassertiefe erreichte die hydrodynamische Energie an der Sedimentoberfläche ein Maximum und ging mit zunehmender Wassertiefe wieder zurück (Abb. 19). Zusätzlich bewirkten das wachsende und immer dichter werdende Saumriff und die Riffzüge innerhalb der Lagune im Verlauf des Holozäns einen erhöhten Schutz des Lagunenbodens. Es sedimentierte zunehmend mehr feinkörniges Material.

### 6.1.2. Holozäne Sedimentation auf einer präholozäne Erhebung

Das zweite Modell (Abb. 17), die holozäne Sedimentation auf einer Erhebung des Untergrundes, hat einen sehr viel einfacheren Schichtaufbau als das vorangegangene.

Stärker zementierter Karbonatsand, manchmal auch Reste pleistozäner Riffe, die etwas verwitterungsresistenter waren, bilden den Untergrund der präholozänen Erhebungen. Beim holozänen Meeresspiegelanstieg entstand ein Felslitoral, in dem erodiert wurde. Die Grenzfläche Pleistozän/Holozän ist deshalb überwiegend erosiv. Die Erhebungen wurden erst relativ spät überflutet. Die sie umgebenden größeren Wasserflächen verursachten eine entsprechend hohe Exposition der Küste. Bei geeigneten Voraussetzungen der Morphologie und Geologie konnten sich stellenweise sogar Strände entwickeln (Kap. 4.4.4.1.). Meistens besteht die Basis der holozänen Sedimente aus groben, sublitoralen Flachwassersanden mit Geröllen aus zementiertem pleistozänen Karbonatsand und größeren Schalen.

Neben den Schalen der großen Muschelarten Codakia orbicularis und Laevicardium laevigatum sind im Basalschill auch Schneckenschalen häufig: Astraea phoebia, Modulus modulus, Cerithium sp., Nassarius albus und Columbella mercatoria. Brachidontes domingensis, eine Muschel der wellenexponierten unteren Gezeitenzone kommt in einigen Kernen vor. Im flachen Wasser bildeten sich auch Seegraswiesen. Die Sedimente der Seegraswiesen sind aber meistens umgelagert, denn die Schalen von Codakia orbicularis sind nur selten doppelklappig oder in Lebendstellung überliefert.

Mit zunehmender Wassertiefe wurde der Einfluß der Seegraswiesen geringer. Es bildeten sich besser sortierte Sedimente, die weniger große Partikel enthalten.

Beim weiteren Anstieg des Meeresspiegels gelangte der Sedimentationsraum in tieferes und ruhigeres Wasser. Es entstanden ähnliche Ablagerungen wie im vorangegangenen Modellfall.

## 6.2. Entwicklung der Faziesräume

### 6.2.1. Faziesentwicklung der Lagunenböden

Die Ablagerungen an der Basis der transgressiven holozänen Sequenz sind besonders stark von der Morphologie des Untergrundes abhängig. In Senken der alten Landoberfläche bilden sich im geschützten Milieu back barrier Ablagerungen, die meistens mit einer Torfsedimentation beginnen. Auch bei der holozänen Überflutung anderer Karbonatplattformen wie z.B. den Bahamas (NEWELL et al., 1959), Belize (SHINN et al., 1982) und Süd Floridas (SCHOLL, 1964; DODD & SIEMERS; 1971; MULTER, 1977) sedimentierten Torfe, ebenfalls abhängig von der Morphologie des Untergrundes überwiegend in Depressionen. Beim Übergang von der peat marsh zum pond und dann zum bay vergrößerte sich die Fläche des Ablagerungsraumes nur unwesentlich, da das Karstrelief des Untergrundes meistens verhältnismäßig steil ist. Erst als die Erhebungen des Untergrundes überflutet wurden und die einzelnen vorher durch Barren getrennten Ablagerungsräume zusammenwuchsen, wuchs auch die Fläche des Sedimentationsraumes. Wurden vorher in den kleinen, isolierten Becken unterschiedliche Sedimente abgelagert und waren die Faziesräume ebenfalls klein und differenziert, so sedimentierten nun auf einer verhältnismäßig großen Fläche Sedimente gleicher Fazies, meistens Flachwassersande mit mehr oder weniger starkem Bewuchs von Seegras (Abb. 18).

Die Wasserbewegung am Sedimentboden erreichte in dieser Phase das Maximum. Vorher, während der back barrier Phase, war die Zunahme der Wasserbewegung eher sprunghaft und immer am größten, wenn eine Landbarre überschwemmt und abgebaut wurde und sich dadurch die Exposition des Sedimentationsraumes erhöhte (Abb. 19).

Bedingt durch den holozänen Meeresspiegelanstieg wurde auch die Wassertiefe im back barrier Milieu ständig größer. In einigen Ablagerungsbecken können jedoch gegen Ende der back barrier Phase durch eine sehr hohe Karbonatproduktion - besonders in Seegraswiesen - und durch Sedimentzufuhr (washover) die Sedimentationsraten so hoch gewesen sein, daß stellenweise wieder die Wassertiefen abnahmen (Kap. 5.6.).



Bei der weiteren Transgression war der generelle Trend der Lagunen-Entwicklung eine Zunahme der Wassertiefe und eine Abnahme der Wasserbewegung am Sedimentboden. Besonders gering ist die Wasserbewegung auf den Lagunenböden, die tiefer liegen als die wirksame Untergrenze starker Wellenbewegung (Kap. 4.4.4.5.). Heute ist die Fazies der tiefen Lagunenböden recht einheitlich (UPCHURCH, 1970). Es bilden sich Sedimente mit teilweise hohen Feinkorngehalten.

Mit der holozänen Sedimentation werden nach und nach die Reliefunterschiede der präholozänen Oberfläche ausgeglichen. Bedingt durch diese Nivellierung und durch die zunehmende Wassertiefe werden die Fazies-Einheiten flächenmäßig größer und einheitlicher (Abb. 18). Die meisten Faziesunterschiede entstanden in den Basis-Ablagerungen der holozänen Sedimente.

Zwischen den beiden Modellfällen holozäner Sedimentation, auf einer Erhebung des Untergrundes und in einer Senke, gibt es im natürlichen System alle Übergänge. Nur selten ist in den Kernen eine vollständige back barrier Sequenz entwickelt (NL 031/4, Abb. 31). Meistens ist diese Sedimentationsabfolge an mehreren Stellen durch Schichtlücken unterbrochen. Die fehlenden Sedimente wurden entweder erst gar nicht gebildet oder später wieder erodiert. Die Faziesentwicklung der holozänen Sedimente ist abhängig davon, wie lange ein geschützter Bereich hinter der Barre bestanden hat, wie groß der Schutz durch die Barre war und wie schnell die Barre abgebaut wurde. Alles Faktoren, die weitgehend durch die präholozäne Morphologie der Landoberfläche, der Exposition und der Geschwindigkeit des holozänen Meeresspiegelanstiegs bestimmt wurden.

#### 6.2.2. Faziesentwicklung der Riffe

Sehr wahrscheinlich bildeten sich Riffe nur auf den Erhebungen des pleistozänen Untergrundes, die so weit über die Umgebung herausstanden, daß sie auch nach der Überflutung im Holozän noch längere Zeit ohne Sedimentbedeckung waren. Auch hier ist die präholozäne Morphologie ein entscheidender Faktor (Kap. 3.4.).

In den patch reefs und shoals gibt es drei Fazies-Einheiten (Abb. 19).

- build-up mit Riffgerüst und Hohlraumfüllungen
- Sandwannen und Sand-channels
- Riffhang

Die build-up Sedimente und die Ablagerungen des Riffhangs sind im Holozän recht einheitlich zusammengesetzt. Vielleicht schwanken lediglich die Sedimentationsgeschwindigkeiten (Wachstumsraten) im Verlauf des Holozäns. Die Riffhang-Sedimente verzahnen sich lateral mit lagunären Beckenablagerungen. Wahrscheinlich dehnten sich die Riffhang-Sedimente in den letzten 4000 Jahren lateral in die Lagunenbecken aus, weil der durchschnittliche Meeresspiegelanstieg sich verlangsamte und die Riffe verstärkt lateral wuchsen (Abb. 15, 18).

Wahrscheinlich kam es aber im Verlauf der holozänen Transgression zu einem Wechsel des Ablagerungsmilieus in den Sandwannen. Beginn das Riffwachstum im exponierten, flachen Wasser, so entstanden auch Sandwannen im exponierten Milieu. Bei einem schnellen Meeresspiegelanstieg und starkem Höhenwachstum des Riffgerüsts wurde die Wassertiefe über den Sandwannen ständig größer und das Ablagerungsmilieu ruhiger (Abb. 15, 19; Kern NL 034, Abb. 33). In den letzten 4000 Jahren verlangsamte sich der Meeresspiegelanstieg und damit auch das Höhenwachstum der Riffe. Auf den hohen Rifftürmen wurde aber sehr viel Karbonat produziert und die Sandwannen mehr und mehr aufgefüllt (Sedimentationsraten 1,5 m/1000 y., Kern NL 053/2). Die Sandwannen wurden aber nur bis zu einer Wassertiefe aufgefüllt, in der sich durch erhöhte Exposition im flachen Wasser Erosion und Sediment-Akkumulation im Gleichgewicht befanden. Sind die Sandwannen bis zu diesem Gleichgewichts-Niveau aufgefüllt, wird das auf den Riffen produzierte lose Sediment zum größten Teil in die Lagunenbecken transportiert (Kap. 4.4.5).

### 6.3. Sediment-Transport zwischen den Fazies-Einheiten

Die verschiedenen Fazies-Einheiten der Riffe und des Lagunenbodens beeinflussen sich gegenseitig. Riffe oder auch Seegraswiesen können durch ihre hohen Sedimentationsraten z.B. Barren bilden und einen Stillwasserbereich abtrennen. Im Stillwasser sedimentieren überwiegend feinkörnige Sedimente. Die Sedimentproduktion auf diesen Böden ist meist nur noch gering.

Die Karbonatproduktion ist im Flachwasser, in Riffen und in Seegraswiesen am größten. Bei einer erhöhten Exposition im Flachwasser ist aber auch die Sedimentverlagerung sehr hoch. Das Sediment wird erodiert und sedimentiert schließlich in weniger exponierten Milieus. Der Sediment-Transport geht also überwiegend von Stellen hoher Sedimentproduktion zu Stellen mit geringerer Sedimentproduktion. Zwei Transportarten lassen sich unterscheiden (Abb. 19):

- episodischer Transport durch außergewöhnlich starke Wasserbewegung
- kontinuierlicher Transport durch normal starke Wasserbewegung, hervorgerufen durch Wellen- oder Gezeitenströmungen.

Abhängig von der Stärke der Wasserbewegung wird bei Sturm auch Sand verlagert, während bei normaler Wasserbewegung überwiegend nur feinkörnige Partikel im Silt- und Tonbereich verfrachtet werden.

Die durch Sturmereignisse abgelagerten Sedimente sind meistens gut sortierte Sande, die aus Sandwannen in Riffen oder aus küstennahen Flachwassergebieten stammen. Bei sehr starker Wasserbewegung können Sedimente der tiefen Lagunenböden aufbereitet werden. Feinkörniges Material wird resuspendiert, und es bleiben Sande mit geringen Feinkorngehalten übrig. Im back barrier Milieu können bei Sturm washover-Lagen sedimentieren. Sie entstehen aus Sand, der über die Barre transportiert wurde.

Bei durchschnittlicher Wasserbewegung kann im flachen Wasser feinkörniges Material aus dem Sediment ausgewaschen werden. Durch Bioturbation (besonders Calianassa) wird dieser Prozeß unterstützt. So wird beispielsweise

feinkörniges Sediment aus den Sandwannen in Riffen ausgewaschen und sedimentiert entweder noch im Riff, meistens in geschützten Bereichen im Riffgerüst, oder auf den Lagunenböden. Besonders groß ist die vom Saumriff in die Lagune transportierte Menge an feinkörnigem Sediment.

Aus den Sanden im küstennahen Flachwasser wird ebenfalls feinkörniges Sediment ausgewaschen. Dort wird es häufig von Seegraswiesen wieder aufgefangen und stabilisiert. Ein Teil gelangt aber auch auf die tieferen Lagunenböden, wo es nicht mehr so leicht ausgewaschen wird. Im Flachwasser resuspendiertes, feinkörniges Sediment wird sicherlich auch in das back barrier Milieu transportiert.

#### 6.4. Küstenverlagerung, In-Place Drowning und Fazies-Migration

Die Überflutung der heutigen North Lagoon begann vor ca. 10 000 Jahren. Zu Beginn waren erst nur die Senken der ehemaligen Landoberfläche mit Wasser gefüllt. Der größte Teil der North Lagoon wurde im Zeitraum von 9000 bis 7000 y.B.P. überstaut. Danach lagen nur noch einige flache Stellen vor der heutigen North Shore trocken. In den Bereichen des Saumriffs und einiger shoals der heutigen Lagune gab es wahrscheinlich noch einige kleine Inseln.

Bei der holozänen Transgression wurde die Küste nicht kontinuierlich zurückverlagert, sondern entsprechend der stark profilierten präholozänen Topographie war die Küstenverlagerung mehr diskontinuierlich und sprunghaft. Das präholozäne Karstrelief mit häufig steilen Hangwinkeln bewirkte, daß sich die Küste stellenweise in einer längeren Zeit nur wenig verlagerte und bei der Überflutung eines Plateau ähnlichen Untergrundes sich sehr rasch veränderte.

Barren, die ein Stillwasser-Milieu abtrennten, bestanden überwiegend aus pleistozänem zementierten Karbonatsand. Diese Barren waren bei der holozänen Transgression stationär. Sie wurden überstaut (in-place drowning) und ihr Einfluß auf das back barrier Milieu nahm ab (SANDERS & KUMAR, 1975). Weiter landwärts entstanden bei steigendem Meeresspiegel neue Barren und Stillwasserbereiche (Abb. 18).

Vorgegeben durch das präholozäne Relief, hatten die Fazies-Einheiten, die in den geschützten Senken (back barrier) abgelagert wurden, nur eine geringe Ausdehnung. In der back barrier Phase folgten zwar verschiedene Fazies-Einheiten aufeinander und verzahnten sich lateral, ihre Ausdehnung blieb jedoch auf die jeweilige Depression beschränkt.

Nahm bei weiterer Transgression der Einfluß der Barre ab und erhöhte sich die Exposition im back barrier Milieu, sedimentierten Flachwassersande über die Stillwasser-Ablagerungen. War dabei die Exposition sehr hoch und der Meeresspiegelanstieg nur langsam, konnte auch ein Teil der vorher abgelagerten Sedimente wieder erodiert werden. Die im vollmarinen Milieu abgelagerten Flachwassersande migrieren über die back barrier Ablagerungen und können auch die Barren bedecken. Sie folgen der Rückverlagerung der Küste und haben eine große flächenhafte Verbreitung (KRAFT, 1971). Die Flachwassersande werden schließlich bei zunehmender Wassertiefe und abnehmender Exposition am Sedimentboden von feinkörnigen Beckensedimenten überlagert, die heute große Flächen des Lagunenbodens bedecken (Abb. 18).

Die Riffe sind ähnlich stationär wie die back barrier Fazies-Einheiten. Bei einem ansteigenden Meeresspiegel wachsen sie überwiegend in die Höhe. Sie können sich aber auch verstärkt lateral ausdehnen bei einem konstanten oder nur gering ansteigenden Meeresspiegel.

Im Somerset Long Bay wird deutlich, wie eng die einzelnen Fazies-Einheiten benachbart sein können. Dort bildeten sich bei der holozänen Transgression in zwei unterschiedlich hoch liegenden Depressionen der präholozänen Landoberfläche Torfe, die in der tiefer liegenden Senke ca. 8000 Jahre alt sind und in der höher liegenden ca. 4000 Jahre (Abb.20).

#### 6.5. Hypothetische zukünftige Entwicklung der North Lagoon

Der Meeresspiegel stand in den beiden letzten pleistozänen Warmzeiten nicht oder nur unwesentlich über dem heutigen Niveau (HARMON et al., 1983). Betrachtet man zusätzlich den Trend des holozänen Meeresspiegelanstiegs, so kann man wahrscheinlich davon ausgehen, daß in der näheren Zukunft der Meeresspiegelstand sich nur wenig verändern wird (Modellfall; anthropogene Klimaveränderungen werden ausgeklammert).

In diesem hypothetischen Modellfall könnte sich die Sedimentation wie folgt entwickeln:

- Die Riffe wachsen bevorzugt in die Breite. Sandwannen in den Riffen werden zunehmend aufgefüllt. Die vorhandenen Riffzüge werden dichter. Der Transport von Sand aus den Riffen in die Lagunenbecken nimmt zu.
- Bedingt durch die dichteren Riffe erhöht sich der Schutz der Lagunenböden. Auf der größeren Oberfläche der Riffe wird mehr Feinmaterial produziert, das zum großen Teil auf den Lagunenböden sedimentiert. Die Sedimente der Lagunenböden werden immer feinkörniger. Die autochthone Karbonatproduktion nimmt ab.
- Ist die Exposition am Lagunenboden nur noch gering, können sich *Oculina*-Riffe bilden, die sehr viel feinkörniges Material auffangen und hohe Sedimentationsraten haben. Diese Situation ist schon im südwestlichen, durch ein dichtes Saumriff stark geschützten und wohl am weitesten entwickelten Teil der Lagune entstanden (Kap. 3.5.4.3. und 4.4.6.).
- Bei ausreichender Wasserbewegung können sich stellenweise in geringerer Tiefe auf den *Oculina*-Riffen auch Riffe aus massiven Steinkorallen entwickeln (Sukzessionsmodell der Riffentwicklung, JAMES, 1979).
- Wird der Schutz der Lagunenbecken jedoch durch das Riffwachstum so groß, daß ein ausreichender Wasseraustausch nicht mehr gewährleistet ist, kann das Bodenwasser besonders durch Stagnation im Sommer anoxisch werden (wie in einigen inshore waters, MORRIS et al., 1977). Auf diesen Böden wird fast kein Sediment mehr produziert. Diese Becken werden überwiegend von der Seite her verfüllt.

Die Auffüllung der Lagunenbecken, auf deren Sedimentböden die Karbonatproduktion nur noch gering ist, wird überwiegend durch zwei Prozesse erfolgen. Zum einen durch Material, das auf den Riffen produziert und in die Becken transportiert wird, und zum anderen dadurch, daß die Sedimentböden von einer speziellen Korallengemeinschaft besiedelt werden, die Karbonatmaterial produziert und - was wichtiger ist - sehr viel feinkörniges Sediment fängt und dadurch neue Riffe aufbauen kann.

## 7. Zusammenfassung

Mit Reflexionsseismik (UNIBOOM-System) und Sedimentkernen (pneumatisches Vibrationslot) wurden die holozänen Sedimente der North Lagoon, Bermuda, untersucht.

Der präholozäne Untergrund läßt sich in drei seismische Sequenzen aufteilen, die sich während der Meeresspiegelhochstände in den Interglazialzeiten bildeten.

- Sequenz 1: älteste Sequenz, wenig strukturierte Oberfläche, besteht aus verfestigtem Karbonatsand, bildet den Untergrund der Three Hill Shoals
- Sequenz 2: ausgeprägte Morphologie der Oberfläche, bildet weitgehend den Untergrund der holozänen Sedimente, holozäne Riffe wachsen überwiegend auf Erhebungen der Oberfläche, das holozäne Saumriff entstand auf dem Saumwall der Sequenz 2
- Sequenz 3: jüngste pleistozäne Sequenz, überwiegend in Senken des Untergrundes abgelagert, nivelliert das ältere Relief, wahrscheinlich bei einem niedrigeren Meeresspiegelstand (-15 m) als rezent entstanden (pleistozäne Torfbildung: NL 001)

Holozäne Sedimente bilden die oberste seismische Sequenz (Sequenz 4). Die Verteilung von Riffgebieten und Lagunenbecken wurde weitgehend durch die Morphologie und Geologie des präholozänen Untergrundes bestimmt.

Nach Tiefenlage des präholozänen Untergrundes, Mächtigkeit der holozänen Sedimente und Verteilung der Riffe lassen sich in der North Lagoon und im Saumriff 13 physiographische Provinzen abtrennen.

Insgesamt sedimentierten im Holozän in der North Lagoon und im Saumriff  $2,4 \times 10^9 \text{ m}^3$  Sediment.

Bei dem holozänen Meeresspiegelanstieg wurde die präholozäne Topographie allmählich überstaut. Zunächst waren die Ablagerungsräume der holozänen

Sedimente noch mehr oder weniger durch Landbarren abgetrennt. Es bildeten sich peat marshes, marine ponds und bays. Die Barren wurden mit der Zeit abgebaut oder verloren bei ansteigendem Meeresspiegel ihren Einfluß auf den dahinterliegenden Sedimentationsraum. Die Wassertiefe war zunächst noch gering. Das Ablagerungs-Milieu war exponiert und offen lagunär. Mit zunehmender Wassertiefe wurde das Ablagerungs-Milieu ruhiger. Zusätzlich verstärkten das dichter werdende Saumriff und Riffwachstum innerhalb der Lagune den Schutz der tieferen Lagunenböden.

Folgende Sedimenttypen wurden bei der holozänen Transgression in der North Lagoon abgelagert: Torfe, Torfmudden, Karbonatgyttjen, feinkörnige Karbonatsedimente des back barrier Milieus, Seegraswiesen-Sedimente, Flachwassersande des exponierten lagunären Milieus und feinkörnige Sedimente der geschützten Lagunenböden. Die Sedimentationsraten dieser holozänen Sedimente liegt im Durchschnitt bei 0,3 m/1000 y.. In den back barrier und Flachwasser-Ablagerungen sind die Sedimentationsraten größer als in den Sedimenten der tieferen Lagunenböden.

Holozäne Riffe entstanden überwiegend auf Erhebungen des präholozänen Untergrundes. Das massive Riffgerüst (build-up) wuchs mit dem zu Beginn des Holozäns rasch ansteigenden Meeresspiegel in die Höhe. Sandwannen im Riff wurden wahrscheinlich erst im späteren Holozän aufgefüllt. Die Sedimentationsraten liegen über 1,5 m/1000 y. (Kern NL 053/2). Im Verlauf des Holozäns wurde zunehmend mehr feinkörniges Material des Saumriffs in die Lagune transportiert und sedimentierte auf den tieferen Böden der back-reef Zone.

Die holozänen Sedimente unterscheiden sich in Korngrößenverteilung und Sedimentzusammensetzung. Generelle Trends der meist polymodalen Korngrößenverteilungen sind ein coarsening-upward in den back barrier und fining-upward in den lagunären Ablagerungs-Sequenzen. Bei Faziesänderungen der holozänen Sedimente verändert sich auch die Zusammensetzung der Molluskenfauna > 2000 µm. An der Basis der back barrier Ablagerungen sind Gastropodenschalen besonders häufig; Muschelschalen sind selten und von geringer Diversität. Sedimente der Seegraswiesen enthalten viele Schalen



von Codakia orbicularis und Astraea phoebia. Im geschützten lagunären Milieu sind Schalenbruchstücke > 2000 µm seltener; häufige Arten sind: Gouldia cerina, Pitar fulminata und Finella sp. (ca. 1000 µm). Feinkörnige Saumriff-Sedimente unterscheiden sich besonders durch den Gehalt an Fragmenten von Homotrema rubrum (Foraminifere) und Alcyonaria-Spiculae.

Größere Schwankungen im Verlauf des holozänen Meeresspiegelanstiegs lassen sich in den untersuchten Sedimenten nicht erkennen.

Zwei Modelle der holozänen Sedimentation in einer Senke und auf einer Erhebung des präholozänen Untergrundes verdeutlichen die Abhängigkeit der Faziesentwicklung von der präholozänen Topographie.

## 8. Literaturverzeichnis

- ABBOTT, R.T. (1974): American seashells. - 2nd Ed., Van Nostrand Reinhold, New York, 663 pp.
- AGASSIZ, A. (1894): Notes from the Bermudas. - Amer. J. Sci., Ser. 3, 47 (282): 411-416
- AGASSIZ, A. (1895): A visit to the Bermudas in March, 1894. - Bull. Mus. comp. Zool. Harvard College, 26: 209-281.
- BAGNOLD, R.A. (1942): The physics of blown sand and desert dunes. - Morrow, New York, 265 pp.
- BARNHART, J. (1963): Distribution of recent sediments and Foraminifera across the Bermuda Platform. - Unpubl. M.S. thesis, Univ. of Houston, Texas, 138 pp.
- BATEL, W. (1960): Einführung in die Korngrößenmeßtechnik: Korngrößenanalyse, Kennzeichnung von Körnungen, Oberflächenbestimmung, Probenahme. - In: SPANGLER, J. & MATZ, W. (Ed.): Verfahrenstechnik in Einzeldarstellungen, 8: 1-156, Springer Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 156 pp.
- BEERS, J.R. & HERMAN, S.S. (1969): The ecology of inshore plankton populations in Bermuda. I Seasonal variation in the hydrography and nutrient chemistry. - Bull. Marine Sci., 19: 253-278
- BENDER, M.L., FAIRBANKS, R.G., TAYLOR, T.W., MATTHEWS, R.K., GODDARD, J.G. & BROECKER, W.S. (1979): Uranium-series dating of the Pleistocene reef tracts of Barbados, West Indies. - Bull. geol. Soc. Amer., 90: 577-594
- BERNATOWICZ, A.J. (1952): Marine monocotyledonous plants of Bermuda. - Bull. Marine Sci., 2: 338-345
- BERNER, R.A. (1980): Early diagenesis: a theoretical approach. - Univ. Press, Princeton Ser. Geochem., 7, Princeton, N.Y., 241 pp.
- BIGELOW, H.B. (1905): The shoal-water deposits of the Bermuda banks. - Proc. Amer. Acad. Arts Sci., 40: 557-592
- BLOOM, A.L. (1967): Pleistocene shorelines: a new test of isostasy. - Bull. geol. Soc. Amer., 78 (2): 1477-1494
- BLOOM, A.L., BROECKER, W.S., CHAPPELL, J.M.A., MATTHEWS, R.K. & MESOLELLA, K.J. (1974): Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  dates from the Huon Peninsula, New Guinea. - Quaternary Res., 4: 185-205
- BODEN, B.P. (1952): Natural conservation of insular plankton. - Nature, 169: 697-700
- BODEN, B.P. (1953): Winter cascading from an oceanic island and its biological implications. - Nature, 171: 426-427
- BRETZ, J.H. (1960): Bermuda: a partially drowned, late mature, Pleistocene karst. - Bull. geol. Soc. Amer., 71: 1729-1754
- BRICKER, O.P. & MACKENZIE, F.T. (1970): Limestones and red soils of Bermuda: discussion. - Bull. geol. Soc. Amer., 81: 2523-2524
- BRICKER, O.P. & PROSPERO, J.M. (1969): Airborne dust on the Bermuda Islands and Barbados (Abstr.). - Amer. Geophys. Union Trans, 50: 176
- BRICKER, O.P., VACHER, H.L. & GEBELEIN, C.D. (1971): Reports of research 1971 seminar on organism-sediment interrelationships. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 9: 171 pp.
- BROMLEY, R.G. (1978): Bioerosion of Bermuda reefs. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 23: 169-197
- BURNE, R.V. & COLWELL, J.B. (1982): Temperate carbonate sediments of Northern Spencer Gulf, South Australia: a high salinity 'foramol' province. - Sedimentology, 29: 223-238
- CARMAN, K.W. (1933): Shallow-water foraminifera of Bermuda. - Unpubl. Ph.D. thesis, Inst. Technol., Massachusetts, 178 pp., 18 Pl.

- CHAPPELL, J. (1974): Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes. - Bull. geol. Soc. Amer., 85: 553-570
- CHAVE, K.E. (1960): Carbonate skeletons to limestones: problems. - New York Acad. Sci. Trans., Ser. 2, 23: 14-24
- CHAVE, K.E. (1962): Factors influencing the mineralogy of carbonate sediments. - Limnol. Oceanogr., 7: 218-223
- CHAVE, K.E., SANDERS, H.L., HESSLER, R.R. & NEUMANN, A.C. (1962): Animal - Sediment inter-relationships on the Bermuda Slope and adjacent deep sea. - Bermuda Biol. Station ONR final Rep., 1135(02), 17 pp.
- CHOI, D.R. (1981): Quaternary reef foundations in the southernmost Belize Shelf, British Honduras. - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., Manila, 1: 635-642
- CHOI, D.R. & GINSBURG, R.N. (1982): Siliclastic foundations of Quaternary reefs in the southernmost Belize Lagoon, British Honduras. - Bull. geol. Soc. Amer., 93: 116-126
- CHOI, D.R. & HOLMES, C.W. (1982): Foundations of Quaternary reefs in south-central Belize Lagoon, Central America. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 66 (12): 2663-2671
- CLARK, J.A. & LINGLE, C.S. (1979): Predicted relative sea-level changes (18,000 years B.P. to present) caused by late-glacial retreat of the Antarctic ice sheet. - Quaternary Res., 11: 279-298
- CURRAY, J.R. (1960): Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, northwest Gulf of Mexico. - In: SHEPARD, F.P., PHLEGER, F.B. & ANDEL, T.H. van (Ed.): Recent sediments, northwest Gulf of Mexico: 221-266, Amer. Assoc. Petr. Geol., Tulsa, Okla., 394 pp.
- CURRAY, J.R. (1961): Late Quaternary sea level: a discussion. - Bull. geol. Soc. Amer., 72: 1707-1712
- DAEVES, K. & BECKEL, A. (1958): Großzahl-Methodik und Häufigkeitsanalyse. - 2nd Ed., Verl. Chemie, Weinheim, 173 pp.
- DALY, R.A. (1910): Pleistocene glaciation and the coral reef problem. - Amer. J. Sci., Ser. 4, 30 (179): 297-310
- DALY, R.A. (1915): The glacial-control theory of coral reefs. - Proc. Amer. Acad. Arts Sci., 51: 155-251
- DALY, R.A. (1934): The changing world of ice age. - Yale Univ. Press, New Haven, 271 pp.
- DARWIN, C. (1842): The structure and distribution of coral reefs. - Smith, Elder & Co., London, 273 pp.
- DAVIES, P.J. & HOPLEY, D. (1983): Growth fabrics and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. - BMR J. Australian Geol. Geophys., 8 (3): 237-251
- DAVIS, J.C. (1973): Statistics and data analysis in geology. - J. Wiley & Sons, New York, London, Sydney, Toronto, 550 pp.
- DAVIS, J.H. Jr. (1946): The peat deposits of Florida. - Geol. Bull., Florida Geol. Surv., 30: 1- 247
- DEAN, W.E. & EGGLESTON, J.R. (1975): Comparative anatomy of marine and freshwater algal reefs, Bermuda and central New York. - Bull. geol. Soc. Amer., 86: 665-676
- DIN 4188 (1977): Siebböden; Drahtsiebböden für Analysensiebe; Teil 1: Maße; Teil 2: Anforderungen und Prüfung. - Beuth Verlag GmbH, Berlin, Köln
- DIN 66165 (1981): Korn-(Teilchen-)Größenanalyse, Siebanalyse, Grundlagen; (Entwurf) Teil 1. - Beuth Verlag GmbH, Berlin, Köln, 7
- DODD, J.R. & SIEMERS, C.T. (1971): Effect of late Pleistocene karst topography on Holocene sedimentation and biota, lower Florida Keys. - Bull. geol. Soc. Amer., 82: 211-218

- DODGE, R.E., FAIRBANKS, R.G., BENNINGER, L.K., MAURRASSE, F. (1983): Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. - *Science*, 219: 1423-1425
- DODGE, R.E., LOGAN, A., ANTONIUS, A. (1982): Quantitative reef assessment studies in Bermuda: a comparison of methods and preliminary results. - *Bull. Marine Sci.*, 32 (3): 745-760
- DRYER, S. & LOGAN, A. (1978): Holocene reefs and sediments of Castle Harbour, Bermuda. - *J. Marine Res.*, 36 (3): 399- 425
- EG&G (1977): Fundamentals of high resolution seismic profiling. - EG&G Environmental Equipment Division pamphlet, TR 76-035, Waltham, Mass., 20 pp.
- EMERY, K.O., TRACEY, J.I. Jr. & LADD, H.S. (1954): Geology of Bikini and nearby atoll. - U.S. Geol. Surv., Profess. Paper, 260-A: 1-265
- ENOS, P. (1977): Holocene sediment accumulations of the South Florida shelf margin. - In: ENOS, P. & PERKINS, R.D. (Ed.): Quaternary sedimentation in South Florida; part I: 1-130, Mem. geol. Soc. Amer., 147, Boulder, Colo., 198 pp.
- ERLENKEUSER, H., DAWSON, R., FÜTTERER, D., HEINRICH, H., LIEBEZEIT, G., MEISCHNER, D., MÜLLER, P. & WEFER, G. (1981): Environmental changes during the last 9000 years as reflected in a sediment core from Harrington Sound, Bermuda. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 19, 23-60
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961): Eustatic changes in sea level. - In: AHRENS, L.H., PRESS, F., RANKAMA, K. & RUNCORN, S.K. (Ed.): Physics and chemistry of the earth, Vol. 4: 99-185, Pergamon Press, London, Oxford, New York, Paris, 317 pp.
- FEWKES, J.W. (1888): On the origin of the present form of the Bermudas. - *Proc. Boston Soc. Natur. Hist.*, 23: 518-522
- FOCKE, J.W. & GEBELEIN, C.D. (1978): Marine lithification of reef rock and rhodolites at a fore reef slope locality (-50m) off Bermuda. - *Geol. Mijnbouw*, 57 (2): 163-171
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. - In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of carbonate rocks; Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1: 62-84, Tulsa, Okla., 279 pp.
- FOLK, R.L. (1966): A review of grain-size parameters. - *Sedimentology*, 6: 73-93
- FOLK, R.L. & ROBLES, R. (1964): Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef Complex, Yucatán. - *J. Geol.*, 72 (3): 255-292
- FRASER, T.H. (1967): Contribution to the biology of *Tagelus divisus* (Tellinacea: Pelecypoda) in Biscayne Bay, Florida. - *Bull. Marine Sci.*, 17: 111-137
- FÜTTERER, D. (1969): Die Sedimente der nördlichen Adria vor der Küste Istriens. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 3: 1-57
- GARRETT, P. (1969a): The geology and biology of large cavities in Bermuda reefs. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 2: 77-88
- GARRETT, P. (1969b): Manual for recognition of skeletal sediment particles. - Unpubl. Ms., Bermuda Biol. Station, 16 pp.
- GARRETT, P. & HINE, A.C. (1980): Bermuda atoll: sedimentary evolution revealed by seismic stratigraphy. - Unpubl. Ms., 9 pp.
- GARRETT, P. & HINE, A.C. (1980): no titel. - Unpubl. Ms. on seismic facies and stratigraphy, Bermuda Platform, 36 pp.
- GARRETT, P. & SCOFFIN, T.P. (1977): Sedimentation on Bermuda's atoll rim. - *Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp.*, Miami, 2: 87-95
- GARRETT, P., SMITH, D.L., WILSON, A.O. & PATRIQUIN, D. (1971): Physiography, ecology and sediments of two Bermuda patch reefs. - *J. Geol.*, 79: 647-668
- GEES, R.A. (1969): The age of the Bermuda Sea Mount. - *Maritime Sediments*, 5: 56-57

- GEES, R.A. & MEDIOLI, F. (1970): A continuous seismic survey of the Bermuda Platform. - *Maritime Sediments*, 6, Part I: Castle Harbour, 21-25; Part II: Harrington Sound, 118-120
- GINSBURG, R.N. (1956): Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 40: 2384-2427
- GINSBURG, R.N. (1972): South Florida carbonate sediments. - Repr. Guidebook Field Trip 1, *Geol. Soc. Amer. annu. Meet.*, 1964; *Sedimenta*, 2, 71 pp., Miami, Fla.
- GINSBURG, R.N. & GARRETT, P. (1969): Reports of research 1968 seminar on organism - sediment interrelationships. - *Bermuda Biol. Station Spec. Publ.*, 2: 152 pp.
- GINSBURG, R.N., LLOYD, R.M., STOCKMAN, K.W., McCALLUM, J.S. (1963): Shallow water carbonate sediments. - In: HILL, M.N. (Ed.): *The sea*, Vol. 3: 554-578, Interscience Publishers, John Wiley & Sons, New York, London, 963 pp.
- GINSBURG, R.N., LOWENSTAM, H.A. (1958): The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. - *J. Geol.*, 66 (3): 310-318
- GINSBURG, R.N., MARSZALEK, D.S., SCHNEIDERMAN, N. (1971): Ultrastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda. - *J. sediment. Petrol.*, 41 (2): 472-482
- GINSBURG, R.N. & SCHROEDER, J.H. (1973): Growth and submarine fossilization of algal cup reefs, Bermuda. - *Sedimentology*, 20: 575-614
- GINSBURG, R.N., SCHROEDER, J.H. & SHINN, E.A. (1971): Recent synsedimentary cementation in subtidal Bermuda reefs. - In: BRICKER, O.P. (Ed.): *Carbonate cements*, Johns Hopkins Univ., *Studies in Geol.*, 19: 54-58, The Johns Hopkins Press, Baltimore, London, 376 pp.
- GINSBURG, R.N., SHINN, E.A. & SCHROEDER, J.H. (1967): Submarine cementation and intertidal cementation within Bermuda Reefs (Abstr.). - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 115: 78-79
- GINSBURG, R.N. & STANLEY, S.M. (1970): Reports of research 1969 seminar on organism - sediment interrelationships. - *Bermuda Biol. Station Spec. Publ.*, 6: 108 pp.
- GOREAU, T.F. & GOREAU, N.I. (1973): The ecology of Jamaican coral reefs. II. Geomorphology, zonation and sedimentary phases. - *Bull. Marine Sci.*, 23: 399-464
- GOULD, S.J. (1968): The molluscan fauna of an unusual Bermudian pond: a natural experiment in form and composition. - *Breviora*, *Mus. Comp. Zool.*, Cambridge, Mass., 308: 1-13
- GROSS, M.G. (1961): Carbonate sedimentation and diagenesis of Pleistocene limestones in the Bermuda Islands. - Unpubl. Ph.D. thesis, California Inst. of Technol., Pasadena, Calif., 242 pp.
- HAAS, F. (1952): On the mollusk fauna of the landlocked waters of Bermuda. - *Fieldiana Zool.*, *Chicago Natur. Hist. Mus.*, 34 (8): 101-105
- HALLEY, R.B., SHINN, E.A., HUDSON, J.H. & LIDZ, B. (1977): Recent and relict topography of Boo Bee patch reef, Belize. - *Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp.*, Miami, 2: 29-35
- HANLEY, J.E. (1970): Intertidal and subtidal benthonic organisms of Shelly Bay, Bermuda. - *Bermuda Biol. Station Spec. Publ.*, 6: 53-61
- HARMON, R.S., MITTERER, R.M., KRIAUSAKUL, N., LAND, L.S., SCHWARCZ, H.P., GARRETT, P., LARSON, G.J., VACHER, H.L. & ROWE, M. (1983): U-Series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 44: 41-70
- HARMON, R.S., SCHWARCZ, H.P. & FORD, D.C. (1978): Late Pleistocene sea level history of Bermuda. - *Quaternary Res.*, 9: 205-218
- HARMON, R.S., THOMPSON, P., SCHWARCZ, H.P., FORD, D.C. (1978): Late Pleistocene paleoclimates of North America as inferred from stable isotope studies of speleothems. - *Quaternary Res.*, 9: 54-70

- HARRIS, P.M (1979): Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian Ooid Shoal. - *Sedimenta*, 7: 163 pp., Miami, Fla.
- HARVEY, N. (1977): The identification of subsurface solution unconformities on the Great Barrier Reef, Australia, between 14° S and 17° S, using shallow seismic refraction techniques. - *Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp.*, Miami, 2: 45-51
- HARVEY, N., DAVIES, P.J. & MARSHALL, J.F. (1979): Seismic refraction - a tool for studying coral reef growth. - *BMR J. Australian Geol. Geophys.*, 4 (82): 141-147
- HARVEY, N. & HOPLEY, D. (1981): The relationship between modern reef morphology and a Pre-Holocene substrate in the Great Barrier Reef Province. - *Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.*, Manila, 1: 549-554
- HAYER, E.F. & SCHÖNBAUER, G. (1978): Abgestimmte Analysensiebe. - *Z. Aufbereitung und Verfahrenstechnik*, 19 (7): 299-301
- HEEZEN, B.C., THARP, M. & EWING, M. (1959): The floors of the oceans, I: the North Atlantic. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.*, 65: 1-122
- HEILPRIN, A. (1889): The Bermuda Islands. - Heilprin, Philadelphia, 231 pp.
- HEINRICH, H. (1982): Die limnisch - marine Biofaziesentwicklung im Harrington Sound, Bermuda, während des holozänen Meeresspiegelanstiegs. - Unpubl. Ph.D. thesis, Univ. Kiel, 68 pp.
- HENGST, M. (1967): Einführung in die mathematische Statistik und ihre Anwendung. - *B.I.-Hochschultaschenbücher*, Bd. 42, Bibliographisches Institut, Mannheim, 259 pp.
- HERDAN, G. (1960): Small particle statistics. - 2nd Ed., Butterworths, London, 418 pp.
- HINE, A.C. & NEUMANN, A.C. (1977): Shallow carbonate bank margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 61: 376-406
- HINE, A.C., WILBER, R.J., NEUMANN, A.C. (1981): Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margins facing open seaways: northern Bahamas. - *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 65: 261-290
- HOPLEY, D. (1982): The geomorphology of the Great Barrier Reef: Quaternary development of coral reefs. - John Wiley & Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore, 453 pp.
- HYNDMAN, R.D., MUECKE, G.K. & AUMENTO, F. (1974): Deep drill 1972. Heat flow and heat production in Bermuda. - *Canad. J. Earth Sci.*, 11: 809-818
- IMBRIE, J. & PURDY, E. (1962): Classification of modern Bahamian carbonate sediments. - In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of carbonate rocks, *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1: 253-272, Tulsa, Okla., 279 pp.
- INMAN, D.L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments. - *J. sediment. Petrol.*, 22: 125-145
- ISO 2591-1973(E) (1973): Test sieving. - 1st Ed., Int. Organization for Standardization, 11 pp.
- JAMES, N.P. (1979): Reefs. - In: WALKER, R.G. (Ed.): Facies models, *Geoscience Canada Repr. Ser.*, 1: 121-131, Waterloo, Ontario, 211 pp.
- JAMES, N.P. & GINSBURG, R.N. (1979): The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. - *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 3: 1-191
- JENKS, S. (1970): Description of a core from Spittal Pond. - *Bermuda Biol. Station Spec. Publ.*, 7: 34-46
- JOHNSON, D.P. & SEARLE, D.E. & HOPLEY, D. (1982): Positive relief over buried post-glacial channels, Great Barrier Reef Province, Australia. - *Marine Geol.*, 46: 149-159
- JONES, J.M. (1859): The naturalist in Bermuda. - Reeves and Turner, London, 200 pp.

- JONES, J.M. (1872): Recent observations in the Bermudas. - Amer. J. Sci., Ser. 3, 3 + 4 (103, 104): 414-416
- JORDAN, C.F. (1973): Carbonate facies and sedimentation of patch reefs off Bermuda. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 57: 42-54
- JUNG, R. & SCHLIE, P. (1983): Die Sandstrände der Bermuda South Shore: Sedimentologie und jahreszeitliche Dynamik. - Unpubl. M.S. thesis, Univ. Göttingen, 185 pp.
- KAYE, C.A. & BARGHOORN, E.S. (1964): Late Quaternary sea-level change and crustal rise at Boston, Massachusetts, with notes on the autocompaction of peat. - Bull. Geol. Soc. Amer., 75: 63-80
- KEMP, A.F. (1857): Notes on the Bermudas and their natural history, with special reference to their marine algae. - Canad. Naturalist (Geologist) quart. J. Sci., 2: 145-156
- KNOX, A.S. (1940): The peat deposits of Bermuda and evidences of postglacial changes in sea-level. - J. Geol., 48: 767-780
- KORNICKER, L.S. & BOYD, D.W. (1962): Shallow-water geology and environments of Alacran reef complex, Campeche Bank, Mexico. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 46: 640-673
- KRAFT, J.C. (1971): The migration of Holocene sedimentary environments in coastal Delaware, North American continental shelf. - Quaternaria, 14: 23-38
- KRUMBEIN, W.C. (1938): Korngrößeneinteilungen und statistische Analyse. - N.Jb. Miner. Geol. Paläont. Abh., B.B. 73A, 137-150
- KUHN, G. & SCHRÖDER, H.-G. (1979): Report on participation in a summer course of the Bermuda Biological Station: "Carbonate - Seawater Reaction and CO<sub>2</sub> Storage in the Mixed Layer." (Jul. and Aug. 1979; Instructor-in-Chief, Dr. F.T. MACKENZIE). - Unpubl. Rep., 38 pp.
- KUHN, G., TORUNSKI, H., MEISCHNER, D. (1981): Reef growth and lagoon development on the Bermuda Carbonate Platform recorded by seismic reflection profiling and deep vibration coring (Abstr.). - Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., Manila, 1: 597
- LAND, L.S., MACKENZIE, F.T. & GOULD, S.J. (1967): Pleistocene history of Bermuda. - Bull. geol. Soc. Amer., 78: 993-1006
- LESCHONSKI, K. (1979): Sieve analysis, the Cinderella of particle size analysis methods? - Powder Technol., 24: 115-124
- LISTER, K.H. (1971): Micropaleontology of Spittal Pond. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 9: 60-68
- LOEBLICH, A.R. Jr. & TAPPAN, H. (1964): Protista 2. - In: MOORE, R.C. (Ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part C, Vol. 1 + 2, Geol. Soc. Amer. and Univ. Kansas Press, New York, 900 pp.
- LOGAN, B.W., HARDING, J.L., AHR, W.M., WILLIAMS, J.D. & SNEAD, R.G. (1969): Carbonate sediments and reefs, Yucatan shelf, Mexico. - Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 11: 1-198
- LOWENSTAM, H.A. (1955): Aragonite needles secreted by algae and some sedimentary implications. - J. sediment. Petrol., 25 (4): 270-272
- LOYA, Y. (1972): Community structure and species diversity of hermatypic corals at Eilat, Red Sea. - Marine Biol., 13: 100-113
- MACKENZIE, F.T. (1964): Bermuda Pleistocene eolianites and paleowinds. - Sedimentology 3: 52-64
- MACKENZIE, F.T., BRICKER, O.P. & HERMAN, S.S. (1970): Reports of research 1970 seminar on organism - sediment interrelationships. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 7, 170 pp.

- MACKENZIE, F.T., KULM, L.D., COOLEY, R.L. & BARNHART, J.T. (1965): *Homotrema rubrum* (Lamarck), a sediment transport indicator. - J. sediment. Petrol., 35: 265-272
- MACNEIL, F.S. (1954): The shape of atolls: an inheritance from subaerial erosion forms. - Amer. J. Sci., 252: 402-427
- McLAREN, P. (1981): An interpretation of trends in grain-size measures. - J. sediment. Petrol., 51 (2): 611-624
- McLAREN, P. (1982): Hydraulic control of grain-size distributions in a macrotidal estuary.- Sedimentology, 29: 437-439
- McMANUS, D.A. (1963): Sieve calibration. - J. sediment. Petrol., 33: 953-954
- McMANUS, D.A. (1982): Phi and sediment size analysis: discussion. - J. sediment. Petrol., 52 (3): 1011-1014
- McQUILLIN, R., BACON, M. & BARCLAY, W. (1979): An introduction to seismic interpretation. - Graham & Trotman Limited, London, 199 pp.
- MEISCHNER, D. & MEISCHNER, U. (1977): Bermuda South Shore reef morphology. A preliminary report. - Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp., Miami, 2: 243-250
- MEISCHNER, D., TORUNSKI, H. & KUHN, G. (1980): Shallow seismic reflection profiles across the Bermuda Carbonate Platform (Abstr.). - Int. Assoc. Sedimentologists 1st European Meet., Bochum (Germany): 16
- MEISCHNER, D., TORUNSKI, H. & KUHN, G. (1981a): Significance of Holocene *Oculina* coral growth, Bermuda Islands (Abstr.).- Proc. 4th Int. Coral Reef Symp., Manila, 1: 598
- MEISCHNER, D., TORUNSKI, H. & KUHN, G. (1981b): High-energy pneumatic vibration corer for subaqueous sediments. - Senckenbergiana maritima, 13 (4/6): 179-191
- MIDDLETON, G.V. (1976): Hydraulic interpretation of sand size distribution. - J. Geol. 84: 405-426
- MITCHUM, R.M. Jr. & VAIL, P.R. (1972): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 7: Seismic stratigraphic interpretation procedure. - In: PAYTON, C. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 26: 135-143, Tulsa, Okla., 516 pp.
- MITCHUM, R.M. Jr., VAIL, P.R., SANGREE, J.B. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. - In: PAYTON, C. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 26 117-133, Tulsa, Okla., 516 pp.
- MITCHUM, R.M. Jr., VAIL, P.R., THOMPSON III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. - In: PAYTON, C. (Ed.): Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 26: 53-62, Tulsa, Okla., 516 pp.
- MÖRNER, N.-A. (1971): Late Quaternary isostatic, eustatic and climatic changes. - Quaternaria, 14: 65-83
- MÖRNER, N.-A. (1976): Eustasy and geoid changes. - J. Geol., 84: 123-151
- MÖRNER, N.-A. (1978): Gytta, Dy. - In: FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J. (Ed.): The encyclopedia of sedimentology, Encyclopedia of earth science, Vol. 6: 394, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Penn., 901 pp.
- MOORE, D.G. (1969): Reflection profiling studies of the California continental borderland: structure and Quaternary turbidite basins. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 107: 1-142
- MOORE, H.B. (1969): Ecological guide to Bermuda inshore waters. - 2nd issue, Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 5: 24 pp
- MOORE, W. (1982): Late Pleistocene sea level history. - In: IVANOWITCH, M & HARMON, R. (Ed.): Uranium-series disequilibrium: applications to environmental problems, 481-496, Oxford Univ. Press, London, 571 pp.



- MORELOCK, J., SCHNEIDERMAN, N. & BRYANT, W.R. (1977): Shelf reefs, southwestern Puerto Rico. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geol., 4: 17-25
- MORRIS, B., BARNES, J., BROWN, F. & MARKHAM, J. (1977): The Bermuda marine environment. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 15: 120 pp.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sedimentuntersuchungen. Teil I: Sediment-Petrologie. - Schweizerbart, Stuttgart, 303 pp.
- MÜLLER, G. & MÜLLER, J. (1967): Mineralogisch-sedimentpetrographische und chemische Untersuchungen an einem Bank-Sediment (Cross-Bank) der Florida Bay, U.S.A. - N. Jb. Mineral. Abh., 106: 257-286
- MULTER, H.G. (1977): Field Guide to some Carbonate Rock Environments, Florida Keys and Western Bahamas. - New Ed., Kendall/Hunt Publishing Company, Dubuque, Iowa, 415 pp.
- NELSON, R.J. (1837): On the geology of the Bermuda. - Trans. Geol. Soc., London, Ser. 2 (5): 103-123
- NEMCOSKY, M.J. Jr. (1980): Local-area forecaster's handbook. - Nav. Oceanogr. Command Detachm. U.S. Nav. Air Station, Bermuda, 2nd. Ed., 53 pp.
- NEUMANN, A.C. (1965): Processes of recent carbonate sedimentation in Harrington Sound, Bermuda. - Bull. Marine Sci., 15 (4): 987-1035
- NEUMANN, A.C. (1971): Quaternary sea-level data from Bermuda. - Quaternaria, 14: 41-43
- NEUMANN, R. (1963): Die Auswertung von Korngrößenverteilungen durch Häufigkeitsanalyse. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1963: 492-501
- NEWELL, N.D., IMBRIE, J., PURDY, E.G., THURBER, D.L. (1959): Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. - Bull. Amer. Mus. Natur. Hist., 117 (4): 181-228
- NEWMAN, W.S. (1958): Geological significance of recent borings in the vicinity of Castle Harbour, Bermuda. - Unpubl. M.S. thesis, Syracuse Univ., 118 pp.
- OFFICER, C.B., EWING, M. & WUENSCHER, P.C. (1952): Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Part IV: Bermuda, Bermuda Rise and Nares Basin. - Bull. geol. Soc. Amer., 63: 777-808
- ORTH, R.J. (1971): The effect of turtlegrass, *Thalassia testudinum*, on the benthic infauna community structure in Bermuda. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 9: 18-38
- OSGOOD, J.O. (1970): The Holocene sedimentation of Mullet Bay, Bermuda. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 7: 12-33
- OTTO, G.H. (1939): A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. - J. sediment. Petrol., 9: 62-76
- PAUL, J. (1970): Sedimentgeologische Untersuchungen im Limski kanal und vor der istrischen Küste (nördliche Adria). - Göttinger Arb. Geol. Paläont., 7: 1-75
- PEILE, A.J. (1927): The mollusca of Bermuda. - Proc. malacol. Soc. London, 17: 71-98
- PENCK, A. (1882): Schwankungen des Meeresspiegels. - Jber. geogr. Ges. München, 1882 (7): 47-116
- PENCK, A. (1894): Morphologie der Erdoberfläche. - Teil II, Verl. von J. Engelhorn, Stuttgart, 696 pp.
- PESTANA, H.R. (1977): Guide for the identification of carbonate grains and carbonate producing organism. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 13: 1-53
- PEFFER, P. (1952): Vergleichende Untersuchungen über die Vorbehandlung von Böden für die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung unter Verwendung verschiedener Dispergierungsmittel sowie Schall- und Ultraschall-Einwirkung. - Notizbl. hessisches Landesamt Bodenforsch., (VI) 3, 294-306, Wiesbaden

- PIRSSON, L.V. (1914): Geology of Bermuda Island; the igneous platform. - Amer. J. Sci., Ser. 4, 38: 189-206
- PIRSSON, L.V. & VAUGHAN, T.W. (1913): A deep boring in Bermuda Island. - Amer. J. Sci., Ser. 4, 36: 70-71
- PLAS, L. van der & TOBI, A.C. (1965): A chart for judging the reliability of point counting results. - Amer. J. Sci., 263: 87-90
- PLASSCHE, O. van de (1980): Compaction and other sources of error in optaining sea-level data: some results and consequences. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 30: 171-181
- PLUMMER, L.N. (1970): Soils and the diagenesis of Bermuda carbonate sands. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 7: 56-98
- PLUMMER, L.N., VACHER, H.L., MACKENZIE, F.T., BRICKER, O.P., LAND, L.S. (1976): Hydrogeochemistry of Bermuda: a case history of ground-water diagenesis of biocalcarenes. - Bull. geol. Soc. Amer., 87: 1301-1316
- PRAT, H.: Les formes d'érosion littorale dans l'archipel des Bermudes et l'évolution des atolls et des récifs coralliens. - Rec. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 8: 257-287
- PURDY, E.G. (1974a): Reef configurations: cause and effect. - In: LAPORTE, L.F. (Ed.): Reefs in time and space, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral., 18: 9-76, Tulsa, Okla., 256 pp.
- PURDY, E.G. (1974b): Karst-determined facies patterns British Honduras: Holocene carbonate sedimentation model. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 58: 825-855
- REDFIELD, A.C. (1967): Postglacial change in sea level in the Western North Atlantic Ocean. - Science, 157: 687-692
- REHDER, H.A. (1981): The Audobon Society. Field guide to North American seashells. - A.A. Knopf, Inc., New York, 894 pp.
- REIN, J.J. (1870): Beiträge zur physikalischen Geographie der Bermuda-Inseln. - Ber. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 1869-1870: 140-158
- REIN, J.J. (1881): Die Bermudas-Inseln und ihre Korallenriffe, nebst einem Nachtrage gegen die Darvinsche Senkungstheorie. - Verhandl. des Deutschen Greographentags, 1: 29-46
- REYNOLDS, P.H. & AUMENTO, F. (1974): Deep drill 1972. Potassium-Argon dating of the Bermuda drill core. - Canad. J. Earth Sci., 11: 1269-1273
- RICE, P.D., HALL, J.M., OPDYKE, N.D. (1980): Deep Drill 1972: a paleomagnetic study of the Bermuda Seamount. - Canad. J. Earth Sci., 17: 232-243
- RICE, W.N. (1884): The geology of Bermuda. - Bull. U.S. Nat. Mus., Nr. 25, Vol I: 1-32
- RICHARDS, H.G. (1971): Sur le Pléistocène des Bermudes. - Quaternaria, 15: 67-69
- RICHARDS, H.G., ABBOTT, R.T. & SKYMER, T. (1969): The marine Pleistocene mollusks of Bermuda. - Notulae Naturae, Acad. Natur. Sci. Philadelphia, 425: 1-10
- ROONEY, W.S. Jr. (1970): A preliminary ecologic and environmental study of the sessile foraminifer, Homotrema rubrum (Lamarck). - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 6: 7-18
- ROSIN, P. & RAMMLER, E. (1934): Die Kornzusammensetzung des Mahlgutes im Lichte der Wahrscheinlichkeitslehre. - Kolloid-Z., 67: 16-26
- RUHE, R.V., CADY, J.G. & GOMEZ, R.Z. (1961): Paleosoils of Bermuda. - Bull. geol. Soc. Amer., 72: 1121-1142
- SANDERS, J.E. & KUMAR, N. (1975): Evidence of shoreface retreat and in-place "drowning" during Holocene submergence of barriers, shelf off Fire Island, New York. - Bull. geol. Soc. Amer., 86: 65-76

- SARNTHEIN, M. (1970): Sedimentologische Hinweise für die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischen Golf. - *Geol. Rdsch.*, 59: 649-666
- SARNTHEIN, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponenten Analyse der Grobfraktion. - "METEOR" Forsch. Ergebn., R. C., 5: 1-113
- SARNTHEIN, M. (1972): Stratigraphic contamination by vertical bioturbation in Holocene shelf sediments. - 24th Int. Geol. Congr., Montreal, Sect. 6: 432-436
- SAYLES, R.W. (1924): Are some fossil soils in Bermuda recorders of interglacial episodes? - *Bull. geol. Soc. Amer.*, 35: 68
- SAYLES, R.W. (1931): Bermuda during ice age. - *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, 66 (11): 381-468
- SCHÄFER, W. (1962): *Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee*. - Kramer Verl., Frankfurt/M., 666 pp.
- SCHNEIDER, J. (1976): Biological and inorganic factors in the destruction of limestone coasts. - *Contr. Sedimentol.*, 6, 112 pp.
- SCHOLL, D.W. (1964): Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea level over the southwestern coast of Florida: Part 1. - *Marine Geol.*, 1: 344-366
- SCHROEDER, E., STOMMEL, H. (1969): How representative is the series of Panulirus stations of monthly mean conditions off Bermuda. - In: SEARS, M. (Ed.): *Progress in oceanography*, Oxford Press, Pergamon, 5: 31-40
- SCHROEDER, E., STOMMEL, H., MENZEL, D. & SUTCLIFFE, W. Jr. (1959): Climatic stability of eighteen degree water at Bermuda. - *J. Geophys. Res.*, 64: 363-366
- SCHROEDER, J.H. (1965): Aereal distribution of skeletal particles in the sediments of the North Lagoon of the Bermuda Islands. - In: CHAVE, K.E. (Ed.): *Organism - sediment course report*, Bermuda Biological Station 1965, unpubl., 1 p.
- SCHROEDER, J.H. (1972a): Calcified filaments of an endolithic alga in Recent Bermuda reefs. - *N. J. Geol. Paläont. Mh.*, 1972: 16-33
- SCHROEDER, J.H. (1972b): Fabrics and sequences of submarine carbonate cements in Holocene Bermuda cup reefs. - *Geol. Rdsch.*, 61: 708-730
- SCHROEDER, J.H. (1974): Carbonate cements in Recent reefs of the Bermudas and Bahamas, keys to the past. - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 97: 153-158
- SCHROEDER, J.H. & ZANKL, H. (1974): Dynamic reef formation: a sedimentological concept based on studies of Recent Bermuda and Bahama reefs. - *Proc. 2nd Int. Coral Reef Symp.*, Brisbane, 2: 413-428
- SCOFFIN, T.P. (1970): Trapping and binding of subtidal carbonate sediments by marine vegetation in Bimini Lagoon, Bahamas. - *J. sediment. Petrol.*, 40: 249-273
- SCOFFIN, T.P. (1972): Fossilization of Bermuda patch reefs. - *Science*, 178: 1280-1282
- SCOFFIN, T.P. & GARRETT, P. (1974): Processes in the formation and preservation of internal structure in Bermuda patch reefs. - *Proc. 2nd Int. Coral Reef Symp.*, Brisbane, 2: 429-448
- SEARLE, D.E. (1983): Late Quaternary regional controls on the development of the Great Barrier Reef: geophysical evidence. - *BMR J. Australian Geol. Geophys.*, 8 (3): 267-276
- SEARLE, D.E. & HARVEY, N. (1982): Interpretation of inter-reefal seismic data: a case study from Michaelmas Reef, Australia. - *Marine Geol.*, 46: M9-M16
- SEARLE, D.E., HARVEY, N., HOPLEY, D. & JOHNSON, D.P. (1981): Significance of results of shallow seismic research in the Great Barrier Reef Province between 16°10' S and 20°05' S. - *Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.*, Manila, 1: 531-539

- SEPKOSKI, J. (1971): Carbonate sands of the Tobacco Bay area, Bermuda. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 9: 69-97
- SHEPARD, F.P. & MOORE, D.G. (1954): Sedimentary environments differentiated by coarse-fraction studies. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 38 (8): 1792-1802
- SHERIFF, R.E. (1977): Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them. - In: PAYTON, C. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 26: 3-14, Tulsa, Okla., 516 pp.
- SHINN, E.A. (1971): Aspects of diagenesis of algal cup reefs in Bermuda. - Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 21: 387-394
- SHINN, E.A., HUDSON, J.H., HALLEY, R.B., LIDZ, B. (1977): Topographic control and accumulation rate of some Holocene coral reefs: South Florida and Dry Tortugas. - Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp., Miami, 2: 1-7
- SHINN, E.A., HUDSON, J.H., HALLEY, R.B., LIDZ, B., ROBBIN, D.M. & MACINTYRE, I.G. (1982): Geology and sediment accumulation rates at Carrie Bow Cay, Belize. - In: RÜTZLER, K. & MACINTYRE, I.G. (Ed.): The atlantic barrier reef ecosystem at Carrie Bow Cay, Belize: I. Structure and communities, Belize Sci. Rep., 1, Smithsonian Contr. Marine Sci., 12: 63-75, Smithsonian Inst. Press, Washington, D.C., 539 pp.
- SMITH, D.L. (1969): Grain size and constituent particles in the sediments flanking a Bermudian patch reef. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 2: 125-135
- SMITH, F.G.W. (1972): Atlantic reef corals. - Revised Ed., 2nd printing, Univ. Miami Press, Miami, 164 pp.
- SMITH, F.G.W. (1974): Handbook of marine science. - Vol. 1, CRS Press, Cleveland, Ohio, 627 pp.
- SOCCI, A. & TANNER, W.F. (1980): Little known but important papers on grain-size analysis. - Sedimentology, 27: 231-232
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-TH., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D., TEICHMÜLLER, R. (1975): Stach's textbook of coal petrology. - 2nd Ed., Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 428 pp.
- STANLEY, D.J. (1970): The ten-fathom terrace on Bermuda: its significance as a datum for measuring crustal mobility and eustatic sea-level changes in the Atlantic. - Z. Geomorphol. N. F., 14 (2): 186-201
- STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (1967): Bermuda's southern aeolianite reef tract. - Science, 157: 677-681
- STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (1968): Bermuda's reef-front platform: bathymetry and significance. - Marine Geol., 6: 479-500
- STANLEY, S.M. (1970): Relation of shell form to life habits in the Bivalvia (Mollusca). - Mem. Geol. Soc. Amer., 125, 296 pp.
- STEINKER, D.C. (1980): Nearshore Foraminifera from Bermuda. - The Compass of Sigma Gamma Epsilon, 57 (4): 129-148
- STERRER, W. & WINGATE, D.B. (1981): Wetlands and marine environments. - In: HAYWARDS, S.J., GOMEZ, V.H. & STERRER, W. (Ed.): Bermuda's delicate balance, Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 20: 107-122. Island Press, Hamilton, Bermuda, 402 pp.
- STEVENSON, J.J. (1897): Notes on the geology of the Bermudas. - New York Acad. Sci. Trans., 16: 96-124
- TARR, R.S. (1897): Changes of level in the Bermuda Islands. - Amer. Geologist, 19: 293-303
- TAYLOR, W.R. & BERNATOWICZ, A.J. (1969): Distribution of marine algae about Bermuda. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 1, 42 pp.

- THOMSON, C.W. Sir (1877): The voyage of the 'Challenger'. The Atlantic. A preliminary account of the general results of the exploring voyage of H.M.S. 'Challenger', during the year 1873 and the early part of the year 1876. - Macmillan and Co., London, Vol. 1, 424 pp.
- TODD, J.P. (1939): Shoal-water deposits of the Bermuda Banks. - J. sediment. Petrol., 9: 8-13
- TUCKER, P.M. & YORSTON, H.J. (1973): Pitfalls in seismic interpretation. - Soc. Explor. Geophysicists, Monogr., 2, 50 pp.
- TORUNSKI, H. (1978): Biologische Erosion und ihre Bedeutung für die Morphogenese von Kalkküsten und die küstennahe Sedimentation. - Ph.D. thesis, Univ. Göttingen, 109 pp.
- TORUNSKI, H. (1979): Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation (northern Adriatic). - Senckenbergiana maritima, 11 (3/4): 193-265
- UPCHURCH, S.B. (1970): Sedimentation on the Bermuda Platform. - Ph.D. thesis, Northwestern Univ., 206 pp.
- U.S. NAVAL WEATHER SERVICE (1974): Bermuda environmental scenario. - Asheville, N.C., 199 pp.
- VACHER, H.L. (1971): Late Pleistocene sea-level history: Bermuda evidence. - Ph.D. thesis, Northwestern Univ., 153 pp.
- VACHER, H.L. (1973): Coastal dunes of younger Bermuda. - In: COATES, D.R. (Ed.): Coastal Geomorphology: Publications in Geomorphology, State Univ. of N.Y. at Binghamton, 355-391
- VACHER, H.L. (1978): Hydrogeology of Bermuda - significance of an across-the-island variation in permeability. - J. Hydrol., 39: 207-226
- VAIL, P.R., TODD, R.G., SANGREE, J.B. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 5: Chronostratigraphic significance of seismic reflections. - In: PAYTON, C. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 26: 99-116, Tulsa, Okla., 516 pp.
- VERRILL, A.E. (1900): Notes on the geology of the Bermudas. - Amer. J. Sci., Ser. 4, 9: 313-340
- VERRILL, A.E. (1901): Comparisons of the Bermudian, West Indian and Brazilian coral faunas. - Connecticut Acad. Arts Sci. Trans., 11: 169-206
- VERRILL, A.E. (1902): The Bermuda Islands: Their scenery, climate, productions, physiography, natural history and geology, with sketches of their early history and changes due to man, Part I, II, III. - Connecticut Acad. Arts Sci. Trans., 11: 413-956
- VERRILL, A.E. (1907): The Bermuda Islands, Part IV: geology and paleontology, Part V: an account of the coral reefs. - Connecticut Acad. Arts Sci. Trans., 12: 45-348
- VIELHAUER, S. (1981): Vergleichbarkeit und Richtigkeit von Siebanalysen. - Kali u. Steinsalz, 8 (4): 117-125
- WALCOTT, R.I. (1972): Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. - Quaternary Res., 2: 1-14
- WALGER, E. (1964): Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. - Geol. Rdsch., 54: 976-1002
- WALLACE, R.J. & SCHAFERSMANN, S.D. (1977): Patch-reef ecology and sedimentology of Glovers Reef Atoll, Belize. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol., 4: 37-53
- WALLER, T.R. (1973): The habits and habitats of some Bermudian marine mollusks. - The Nautilus, 87: 31-52, Havertown
- WALTHER, J. (1888): Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. - Abh. Kgl. Saechs. Ges. Wiss., Math.-Phys. Kl., 14: 437-505
- WALTHER, J. (1893/94): Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. - Fischer Verl., Jena, 1055 pp.

- WALTON, A.W. (1969): Walsingham Pond: a brief study of its sediments and water chemistry. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 2: 41-50
- WANLESS, H.R. (1981): Fining-upwards sedimentary sequences generated in seagrass beds. - J. sediment. Petrol., 51 (2): 445-454
- WANLESS, H.R. (1982): Editorial: sea level is rising - so what? - J. sediment. Petrol., 52 (4): 1051- 1054
- WEFER, G. (1980): Carbonate production by algae Halimeda, Penicillus and Padina. - Nature, 285: 323-324
- WEFER, G., DAWSON, R. & HEMPEL, G. (1981): The Harrington Sound Project, Kiel University. - Bermuda Biol. Station Spec. Publ., 19, 94 pp.
- WIESER, W., GRABNER, M., KOCH, F. (1981): Distribution and migrations of two cerithid snails on a sand flat in Bermuda: I. Patterns of distributions and responses to ecological factors. - Marine Ecol., 2 (1): 51-61
- WILLIAMS, W.F. (1848): Account of the Bermudas. - Newby, London, 346 pp.
- WOOLLARD, G.P. & EWING, M. (1939): Structural geology of the Bermuda Islands. - Nature, 143: 898
- WUNSCH, C. (1972): Bermuda sea level in relation to tides, weather, and baroclinic fluctuations. - Rev. Geophys. Space Phys., 10: 1-49