
Postglazialer Anstieg des Meeresspiegels, Paläoklima und Hydrographie,
aufgezeichnet in Sedimenten der Bermuda inshore waters

dem Fachbereich Geowissenschaften
der Georg-August-Universität Göttingen

als
Habilitationsschrift
vorgelegt von

Rüdiger Vollbrecht

Göttingen, 11. April 1996

ABSTRACT. -- The principal aim of the present study was to clarify the sedimentary history of the Bermuda inshore waters during postglacial time. From this, clues to the deglacial history of regional sea-level and palaeoclimate were expected.

Forty-six kilometres of UNIBOOM seismic profiles and 53 sediment cores were studied from various locations in the major inshore waters: Castle Harbour, Great Sound, Harrington Sound, Port Royal Bay, St. George's Harbour. Of these, Harrington Sound was studied most intensely.

Aside from core description techniques, the following methods were employed: X-ray radiography, varve counting, optical and scanning electron microscopy, coarse fraction analysis, micropalaeontological techniques, X-ray diffraction, geochemical techniques (bulk carbonate, CHN-analyses, GC-MS, stable oxygen and carbon isotopes), and radiocarbon dating (conventional, AMS).

The Holocene sedimentary succession in Harrington Sound comprises 15 limnic, brackish, and marine facies. Above the Pleistocene soil or carbonates, a basal Holocene peat is usually developed. This basal peat accumulated in freshwater marshes very close to the ambient sea-level. Radiocarbon age-depth data on peat from various elevations give a measure of deglacial sea-level rise during the last 10,400 ^{14}C -years BP ($\sim 12,500$ sidereal years BP).

Comparison with another glacioeustatic sea-level curve, i.e. that of Barbados, reveals significant differences the reasons of which are still under discussion. Previously unrecognized sources of error include: (1) tectonic-isostatic movements during global deglaciation (possible for both settings, but more probable for Barbados), and (2) downslope transport of *Acropora palmata* debris (Barbados).

During the last 10,400 ^{14}C -years BP, sea level rose from below -35 m to present datum. In response to this, the formerly subaerial inshore basins became flooded, at first by fresh water lenses buoyant at sea level. In the deep depressions of Harrington Sound, the Holocene limnic succession starts with peat and intervening lacustrine chalk. This reflects a freshwater marsh, with small ponds, established in response to the rising sea level. Deposition of lake marl commenced throughout much of the Harrington Sound lake when the continuously rising lake level flooded former marsh floors.

Continued rise of sea level led to encroachment of marine pore water through the karstified bottom of Harrington Sound, establishing meromictic conditions in the deeps and brackish conditions in the shallows by about 8,000 yr BP. Limnic mollusc and ostracod species became quickly replaced by euryhaline ones. About 1,5 kyr later, holomixis resumed throughout the basin, and restricted marine conditions were established.

The last major environmental change took place a few hundreds of years ago when, possibly in historic time already, Harrington Sound acquired a surficial connection to the adjacent lagoon. In response to the improved water exchange, a different suite of marine fauna including the branching coral *Oculina* entered the basin and started to re-shape the inshore-water bottom.

On principle, each of the inshore basins ran through the same history of emersion, flooding, ingression of sea-water, and deepening. Modifications to the general scheme resulted from differences in: (1) the degree of isolation from the surrounding ocean, (2) antecedent topography, (3) hydrography, (4) erosion, (5) autotrophic communities, and (6) reef communities.

For the last 6,500 yr BP, the oxygen-isotope composition of benthic foraminifers suggests small-scale climatic rhythms, with quasi-periods of a few hundred years. Cyclic sedimentation in early-to-mid-Holocene laminites reflects solar-magnetic activity cycles with periods of 11, 22, and 45 years. This strongly suggests a direct solar-magnetic impact on terrestrial climate. However, the major external factor controlling Holocene sedimentation in the Bermuda inshore waters was the postglacial rise of sea level.

1. EINLEITUNG	SEITE 1
2. DIE REGION BERMUDA -- ÜBERBLICK	2
2.1. OZEOGRAPHIE UND PALÄOZEOGRAPHIE	2
2.2. KLIMA UND PALÄOKLIMA	4
2.3. FAUNA	5
2.4. FLORA	5
2.5. GEOLOGIE	6
2.6. ERFORSCHUNG DER HOLOZÄNEN INSHORE DEPRESSIONS	7
3. METHODEN	12
3.1. ANSATZ	12
3.2. MATERIAL	12
3.3. ARBEITEN IM GELÄNDE	13
3.3.1. Reflexionsseismik	13
3.3.2. Vibrationskerne	13
3.4. LABORMETHODEN, AUSWERTUNG	14
3.4.1. Bildverarbeitung (seismische Profile, Kerne)	14
3.4.2. Kernbearbeitung	14
3.4.3. Radiographien	16
3.4.4. Feinstratigraphie	17
3.4.5. Lichtmikroskopie	17
3.4.6. Raster-Elektronenmikroskopie (REM)	18
3.4.7. Siebverfahren	18
3.4.7.1. Siebung	18
3.4.7.2. Grobkornanalyse	19
3.4.8. Paläontologische Analysen	20
3.4.8.1. Mollusken	20
3.4.8.2. Foraminiferen	20
3.4.8.3. Ostracoden	21
3.4.8.4. Korallen	21
3.4.8.5. Diatomeen	21
3.4.8.6. Pollen und Dinoflagellaten	23
3.4.8.7. Charophyten	24
3.4.8.8. Makroreste	24
3.4.9. Röntgen-Diffraktometrie	24
3.4.10. Karbonat-Bestimmung	25
3.4.11. Gesamtkohlenstoff, C/N-Verhältnis	25
3.4.12. Kohlepetrographie und Gaschromatographie-Massenspektrometrie (GC-MS)	25
3.4.13. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope	26
3.4.13.1. Karbonatische Fraktion des Gesamtsediments	27
3.4.13.2. Benthische Foraminiferen	27
3.4.13.3. Organische Fraktion (C _{org}) des Gesamtsediments	27
3.4.13.4. Saisonalität in Karbonatschalen ausgewählter Mollusken	27
3.4.14. Altersdatierungen	28
3.4.14.1. Konventionelle ¹⁴ C-Datierung	28
3.4.14.2. AMS- ¹⁴ C-Datierung	28
4. ERGEBNISSE UND DISKUSSION	29
4.1. HOLOZÄNER MEERESSPIEGEL-ANSTIEG	29
4.1.1. Ursachen von Meeresspiegel-Schwankungen	29
4.1.2. Bermuda-Kurve	30
4.1.2.1. Torfbildung	30
4.1.2.2. Torfdaten	31
4.1.3. Vergleich der Kurven von Bermuda und Barbados	31
4.1.4. Mögliche Fehler der Bermuda-Kurve	33
4.1.5. Mögliche Fehler der Barbados-Kurve	34

4.1.6.	Folgerungen	35
4.2.	DAS POSTGLAZIAL IM HARRINGTON SOUND	36
4.2.1.	Lithologie	36
4.2.1.1.	Ton	36
4.2.1.2.	Torf und Torfmudde des Süßwassers ("sedge peat")	37
4.2.1.3.	<i>Planorbis</i> -Seekreide	39
4.2.1.4.	<i>Hydrobia</i> -Kalkmudde	41
4.2.1.5.	Laminite	43
4.2.1.6.	Torf der Küstenmarsch, dunkle Feindetritusmudde	46
4.2.1.7.	<i>Anodontia</i> -Kalkmudde	47
4.2.1.8.	<i>Chama-Brachidontes-Vermicularia</i> -Fazies	48
4.2.1.9.	<i>Chama-Argopecten</i> -Karbonatsand	49
4.2.1.10.	<i>Argopecten</i> -Karbonatsilt	49
4.2.1.11.	<i>Argopecten-Arcopsis</i> -Karbonatsilt	51
4.2.1.12.	<i>Oculina</i> -Fazies	52
4.2.1.13.	<i>Gouldia</i> -Karbonatsilt	54
4.2.1.14.	<i>Vermicularia-Gouldia</i> -Karbonatsilt	56
4.2.1.15.	<i>Codakia-Halimeda</i> -Karbonatsilt	56
4.2.1.16.	Karbonatsand-Fazies	57
4.2.2.	Seismische Fazies	57
4.2.2.1.	Grenzflächenreflektor Wasser/Sediment	58
4.2.2.2.	Sequenzgrenze Holozän/Pleistozän	58
4.2.2.3.	Torf, Torfmudde	58
4.2.2.4.	Seekreide	58
4.2.2.5.	Laminite	58
4.2.2.6.	Unlaminierete Kalkmudden	59
4.2.2.7.	Marine Beckenfazies	59
4.2.2.8.	<i>Oculina</i> -Fazies	59
4.2.2.9.	Marine Randfazies	59
4.2.2.10.	Deformationsstrukturen	60
4.2.2.11.	Mounds	60
4.2.3.	Räumliche Differenzierung des Harrington Sound im Holozän	60
4.3.	GEOCHEMISCHE ZEITSERIEN, DATIERUNGSREIHEN, WARVENZÄHLUNG	65
4.3.1.	C_{org} -Gehalt und C/N-Verhältnis in Gesamtsediment	65
4.3.2.	$\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ in Gesamtsediment	67
4.3.2.1.	$\delta^{13}C$ der organischen Fraktion	67
4.3.2.2.	$\delta^{13}C$ von Gesamtkarbonat	71
4.3.2.3.	$\delta^{18}O$ im Gesamtkarbonat	73
4.3.3.	$\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ von Mollusken, Foraminiferen, Seekreide-Röhren	76
4.3.4.	Isotopenvariation in Schalen von Mollusken	84
4.3.5.	^{14}C -Datierung von Sedimenten	86
4.3.6.	Zyklische Ablagerung nicht-glazialer Warven	89
4.4.	ÜBRIGE INSHORE WATERS	91
4.4.1.	Port Royal Bay (PR)	91
4.4.2.	St. George's Harbour (SGH)	92
4.4.3.	Great Sound (GS)	93
4.4.4.	Castle Harbour	93
4.5.	FAZIES-ENTWICKLUNG: STEUERUNGSFAKTOREN	95
4.5.1.	Externe Steuerungsfaktoren	96
4.5.2.	Interne Steuerungsfaktoren	97
4.5.2.1.	Topographie	97
4.5.2.2.	Hydrographie	98
4.5.2.3.	Erosion	98
4.5.2.4.	Biologische Faktoren	99
4.6.	ZUSAMMENFASSUNG: ÜBERFLUTUNG DER INSHORE WATERS IM HOLOZÄN	99
4.7.	ENTSTEHUNG DER BERMUDA INSHORE WATERS IM PLEISTOZÄN	101
4.7.1.	Harrington Sound Pleistozän	101

4.7.2.	Diskussion: Denudation der Landoberfläche durch Lösung	104
4.7.3.	Diskussion: Einsturz großer Höhlen	106
4.7.4.	Entstehung der inshore waters: modifiziertes Denudationsmodell	107
4.7.5.	Konsequenzen erhöhter Denudationsraten	109
4.7.6.	Meeresspiegel des Isotopenstadiums 3?	110
5.	ZUSAMMENFASSUNG	113
6.	LITERATUR	116
ABBILDUNGEN		
TABELLEN		
TAFELN		

LISTE DER ABBILDUNGEN

- Abb. 1 Übersichtskarten der Bermuda Platform
- Abb. 2 Hydrographie des Harrington Sound
- Abb. 3 Heutige und glaziale Oberflächen-Windsysteme im nördlichen Atlantik
- Abb. 4 Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Bermuda
- Abb. 5 Ökologische Zonen im Harrington Sound
- Abb. 6 Übersichtskarte der seismischen Profilstrecken und Kernstationen auf der Bermuda Platform
- Abb. 7 Verlauf der Profilstrecken und Lage der Kernstationen in den inshore waters (ohne Harrington Sound)
- Abb. 8 Verlauf der Profilstrecken und Lage der Kernstationen im Harrington Sound
- Abb. 9 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg, Bermuda. Daten der Basistorfe nach Lokalität gruppiert.
- Abb. 10 Ausdehnung von Süßwasserlinsen und Verlauf von Isohalinen, heutige Bermuda Inseln
- Abb. 11 Kalibrierung von ^{14}C -Daten auf Kalender-Alter. Beispiel: Samen aus Basistorf HS-DH /B
- Abb. 12 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg, Bermuda. Kurve und kalibrierte Alter.
- Abb. 13 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg, Vergleich der Datensätze von Bermuda und Barbados
- Abb. 14 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg Bermuda vs. Barbados. Vergleich der Anstiegskurven und Anstiegsraten.
- Abb. 15 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg, Bermuda vs. Barbados. Meeresspiegel-Differenzen und differentielle Bewegungsraten
- Abb. 16 Kohlenwasserstoff-extrahierbare Lipide in holozänem Basistorf; South Basin, Harrington Sound
- Abb. 17 $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte von holozänem Basistorf, Bermuda
- Abb. 18 Harrington Sound, Bathymetrie und Tiefenlage der Basis Holozän
- Abb. 19 Typische Sedimente in oligotrophen und eutrophen Seen, abhängig von der Wassertiefe
- Abb. 20 Ausschnitt aus dem seismischen Profil 1.2.6, Harrington Sound
- Abb. 21 Mineralogische Zusammensetzung des Gesamtsediments, Kern HS-DH /B, Devil's Hole Basin
- Abb. 22 Harrington Sound, Isopachenkarten holozäner Süßwasser-Ablagerungen und Laminiten
- Abb. 23 Anteile überfluteter Fläche des pleistozänen Reliefs während der holozänen Überflutung des Harrington Sound
- Abb. 24 Paläogeographische Entwicklung des Harrington Sound im Postglazial
- Abb. 25 Häufigkeit und vorherrschende Morphotypen von Diatomeen-Schalen, Kern HS-DH /B
- Abb. 26 Zeitliche Variation der Couplet-Mächtigkeiten in der Laminit-Fazies des Kerns HS-DH /B
- Abb. 27 Ausschnitt aus dem seismischen Profil 1.2.2, Harrington Sound
- Abb. 28 Ausschnitt aus dem seismischen Profil 1.2.3, Harrington Sound
- Abb. 29 Harrington Sound, Isopachenkarten holozäner Sedimente
- Abb. 30 C/N-Verhältnisse (organische Substanz) und Karbonat in Sedimenten aus dem Harrington Sound (Gesamtsediment, Kerne HS-DH /B, HS-CB 05 /2)
- Abb. 31 C/N-Verhältnisse und Karbonat in Sedimenten aus dem Harrington Sound (Gesamtsediment, Kerne HS-PD /1, HS-SP 04)
- Abb. 32 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von organischer und karbonatischer Fraktion des Gesamtsediments im Harrington Sound
- Abb. 33 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat im Harrington Sound
- Abb. 34 $\delta^{13}\text{C}$ - versus $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat in Sedimenten aus dem Harrington Sound, unterschieden nach Fazies
- Abb. 35 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat in der Laminit-Fazies des Devil's Hole Kerns HS-DH /B aus dem Harrington Sound (Mikroprofil)
- Abb. 36 Typische Isotopen-Zusammensetzung ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) von Organismen und Sedimenten
- Abb. 37 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Devil's Hole Kern HS-DH /B aus dem Harrington Sound

- Abb. 38 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Devil's Hole Kern HS-DH /B aus dem Harrington Sound
- Abb. 39 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Kern HS-HI 02 aus dem sink-hole im North Basin des Harrington Sound
- Abb. 40 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Kern HS-HI 02 aus dem sink-hole im North Basin des Harrington Sound
- Abb. 41 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Patton's Basin Kern HS-PD /1 aus dem Harrington Sound
- Abb. 42 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte karbonatischer Komponenten, im Patton's Basin Kern HS-PD /1 aus dem Harrington Sound
- Abb. 43 $\delta^{13}\text{C}$ - versus $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von karbonatischen Komponenten in gekernt Sedimenten aus dem Harrington Sound
- Abb. 44 Isotopen-Variation während des Wachstums bei Schalen von *Argopecten gibbus*, *Hydrobia bermudae*, und *Planorbis uliginosus*
- Abb. 45 ^{14}C -Alter und Sedimentaufbau. Datierungen an Kernen der Stationen HS-DH und PR 01
- Abb. 46 ^{14}C -Alter und Sedimentaufbau. Datierungen an Kernen von Stationen HS-HI 02, HS-PD /1, HS-TB 02 /2, HS-TI
- Abb. 47 ^{14}C -Alter und Sedimentaufbau. Datierungen an Kernen der Stationen GS 02, PR 03, SGH 02
- Abb. 48 Sedimentaufbau versus ^{14}C -Alter von Gesamtsediment-Fractionen im Harrington Sound , Kastenlot HS-DH
- Abb. 49 Periodische Variation in der Mächtigkeit von nicht-glazialen Warven in Laminiten des Devil's Hole Kerns HS-DH /B
- Abb. 50 Küstenaufschlüsse im Pleistozän des Harrington Sound
- Abb. 51 Seismisches Querprofil durch den Harrington Sound (~ Profil 1.2.7)
- Abb. 52 Schematisches Modell zur Entstehung der Bermuda inshore waters im Pleistozän
- Abb. 53 Überflutungsgeschichte der inshore waters
- Abb. 54 Legende zu den Darstellungen von Kernlog, Seismik und holozäner Fazies
- Abb. 55 Kern CH 02, Castle Harbour
- Abb. 56 Kern CH 03, Castle Harbour
- Abb. 57 Kern CH 04 /2, Castle Harbour
- Abb. 58 Kern CH 05, Castle Harbour
- Abb. 59 Kern CH 07 /1+2, Castle Harbour
- Abb. 60 Kern CH 08 /1+2, Castle Harbour
- Abb. 61 Kern CH 09 /2+4, Castle Harbour
- Abb. 62 Kern CH 10 /1+2, Castle Harbour
- Abb. 63 Kern GB, Grotto Bay, Castle Harbour
- Abb. 64 Kern GS 01, Great Sound
- Abb. 65 Kern GS 02, Great Sound
- Abb. 66 Kern HS-CB 01, Harrington Sound
- Abb. 67 Kern HS-CB 02, Harrington Sound
- Abb. 68 Kern HS-CB 03, Harrington Sound
- Abb. 69 Kern HS-CB 05, Harrington Sound
- Abb. 70 Kern HS-CD 01, Harrington Sound
- Abb. 71 Kern HS-CD 02, Harrington Sound
- Abb. 72 Kern HS-CLP 01, Harrington Sound
- Abb. 73 Kern HS-CLP 02, Harrington Sound
- Abb. 74 Kern HS-CS /1, Harrington Sound
- Abb. 75 Kern HS-DH /B, Harrington Sound
- Abb. 76 Kern HS-HI 01, Harrington Sound
- Abb. 77 Kern HS-HI 02, Harrington Sound

Abb. 78	Kern HS-MLB 01 /3, Harrington Sound
Abb. 79	Kern HS-MLB 02 /2, Harrington Sound
Abb. 80	Kern HS-MR 01, Harrington Sound
Abb. 81	Kern HS-MR 02, Harrington Sound
Abb. 82	Kern HS-MR 04 /2, Harrington Sound
Abb. 83	Kern HS-MR 05 /2, Harrington Sound
Abb. 84	Kern HS-MR 07, Harrington Sound
Abb. 85	Kern HS-MR 08, Harrington Sound
Abb. 86	Kern HS-PB 01, Harrington Sound
Abb. 87	Kern HS-PB 02, Harrington Sound
Abb. 88	Kern HS-PD /1, Harrington Sound
Abb. 89	Kern HS-PH /2, Harrington Sound
Abb. 90	Kern HS-PT 01, Harrington Sound
Abb. 91	Kern HS-PT 02, Harrington Sound
Abb. 92	Kern HS-SHB, Harrington Sound
Abb. 93	Kern HS-SP 01, Harrington Sound
Abb. 94	Kern HS-SP 02, Harrington Sound
Abb. 95	Kern HS-SP 03, Harrington Sound
Abb. 96	Kern HS-SP 04, Harrington Sound
Abb. 97	Kern HS-TB /1, Harrington Sound
Abb. 98	Kern HS-TB 02 /2, Harrington Sound
Abb. 99	Kern HS-TB 03, Harrington Sound
Abb. 100	Kern HS-TB 04, Harrington Sound
Abb. 101	Kern HS-TI, Harrington Sound
Abb. 102	Kern HS-TP 01 /2, Harrington Sound
Abb. 103	Kern HS-TP 02 /1, Harrington Sound
Abb. 104	Kern PR 01 /1, Port Royal Bay
Abb. 105	Kern PR 02, Port Royal Bay
Abb. 106	Kern PR 03 /2, Port Royal Bay
Abb. 107	Kern SGH 02, St. George's Harbour
Abb. 108	Legende zu den seismischen Profilen
Abb. 109	Castle Harbour, seismisches Profil
Abb. 110	Great Sound (GS) - North Lagoon (NL), seismisches Profil Somerset Bridge - Hogfish Beacon
Abb. 111	Port Royal Bay (PR) - Great Sound (GS), seismisches Profil Bartlett Island - Tatem Point
Abb. 112	Port Royal Bay, seismisches Profil Buck Island - Tender Pier
Abb. 113	St. George's Harbour, seismisches Profil
Abb. 114	Harrington Sound, seismische Profile 1.1.1 und 1.1.2
Abb. 115	Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.4
Abb. 116	Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.6
Abb. 117	Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.7
Abb. 118	Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.8
Abb. 119	Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.9.2
Abb. 120	Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.1
Abb. 121	Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.2
Abb. 122	Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.3
Abb. 123	Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.4
Abb. 124	Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.5
Abb. 125	Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.6
Abb. 126	Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.7

- Abb. 127 Harrington Sound, seismische Profile 1.2.8 Süd und 1.2.8 Nord
 Abb. 128 Harrington Sound, seismisches Profil Devil's Hole - Shark Hole
 Abb. 129 Harrington Sound, seismisches Profil Gospel Hall - Rabbit Island
 Abb. 130 Harrington Sound, seismisches Profil Patton's Point - Walsingham Cliff

LISTE DER TABELLEN

- Tab. 1 Heutige Bermuda inshore waters: maximale Wassertiefe, Tiefe der Oberfläche Pleistozän
 Tab. 2 ^{14}C -Alter holozäner Basistorfe, geordnet nach Lokalität und Wassertiefe
 Tab. 3 Daten der Grobfraktions-Analyse an Sedimentkernen aus dem Harrington Sound (Holozän)
 Tab. 4 Liste der identifizierten Organismenreste (Holozän)
 Tab. 5 Ergebnisse der Karbonatbestimmung (Scheibler) und CHN-Analysen
 Tab. 6 Ergebnisse der gaschromatographisch-massenspektrometrischen Untersuchung organisch extrahierbarer Lipide einer repräsentativen Torfprobe
 Tab. 7 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound
 Tab. 8 Saisonalität in $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von Gesamtsediment, Laminite in Kern HS-DH /B
 Tab. 9 Stabile Isotopenwerte ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) an Organismenschalen und Seekreide-Krusten; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound
 Tab. 10 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der organischen Fraktion des Gesamtsediments; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound
 Tab. 11 Saisonalität in $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von Molluskenschalen, Kern HS-DH /B
 Tab. 12 ^{14}C -Alter von Sedimentfraktionen und karbonatischen Komponenten, Kerne aus den Bermuda inshore waters
 Tab. 13 Pleistozän-Stratigraphie der Bermuda Inseln

LISTE DER TAFELN

- plate 1 Pleistozäne Böden und basales Holozän im Harrington Sound (Kern HS-CB 04)
 plate 2 Marine Beckenfazies im Harrington Sound (Radiographien und Kernfotos)
 plate 3 Marine Flachwasser- und Riff-Fazies, Harrington Sound und Castle Harbour (Kernfotos)
 plate 4 Holozäne Laminit-Fazies im Harrington Sound, Devil's Hole und South Basins (Radiographien und Kernfotos)
 plate 5 Basaler Abschnitt der Laminit-Fazies im Harrington Sound (Radiographien, Kernfotos, REM-Fotos)
 plate 6 Marine holozäne Fazies im Harrington Sound (Kernfotos)
 plate 7 Holozäne Süßwasser-Fazies im Harrington Sound (Kernfotos und Radiographien)
 plate 8 Holozäne Fazies-Abfolgen im Harrington Sound (Kernfotos)
 plate 9 Holozäne Coccolithophoriden, Diatomeen und Mollusken aus dem Harrington Sound. (REM-Fotos)
 plate 10 Holozäne Foraminiferen aus dem Harrington Sound, Kern HS-PB 01 (REM-Fotos)
 plate 11 Holozäne Diatomeen aus dem Harrington Sound, Kern HS-DH /B (REM-Fotos)
 plate 12 Holozäne Ostracoden aus dem Harrington Sound, Kern HS-PB 01 (REM-Fotos)
 plate 13 Karbonatische Fällungsprodukte und Kotpillen, Holozän Harrington Sound (REM-Fotos)

Vorwort

Diese Arbeit stützt sich wesentlich auf Material, daß die Göttinger Arbeitsgruppe Bermuda unter Leitung von Professor Dr. Dieter Meischner seit 1975 zusammengetragen hat. Mein herzlicher Dank gilt deshalb Dieter Meischner für die Ermunterung zu dieser Arbeit, für das Angebot, die in früheren Jahren gewonnenen reflexionsseismischen Profile und Sedimentkerne aus den Bermuda inshore waters zu bearbeiten, und nicht zuletzt für vielfältige Diskussionen und gute Zusammenarbeit. Ferner möchte ich mich bei allen Mitgliedern des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Göttingen bedanken, die mich über die Jahre hinweg durch Rat und Tat unterstützt haben. Besonderen Dank schulde ich all jenen Kollegen, die durch besonders wertvolle Anregungen, großen Einsatz oder unbürokratische Hilfe oft entscheidend zu dieser Untersuchung beigetragen haben. Ich möchte sie, in loser alphabetischer Reihenfolge, im folgenden Revue passieren lassen.

Herr Horst Becker fertigte mit großem Geschick selbst aus bananenförmigen Probenklötzchen noch verwertbare Dünnschliffe. Dr. Pavel Cepek (BGR Hannover) bestimmte freundlicherweise den Inhalt der Coccolithen-Lagen im Harrington Sound. Dr. Helmut Erlenkeuser (Univ. Kiel) führte zahlreiche ^{14}C -Datierungen und Messungen stabiler Isotope für mich durch und setzte dabei die lang zurückliegenden ersten Analysenserien fort. Ihm schulde ich auch Dank für manch guten Rat zur Präparation der Isotopen-Proben und zur Interpretation der ^{14}C -Daten.

Dr. Juliane Fenner (BGR Hannover) sah die in Göttingen hergestellten Diatomeen-Präparate übersichtsartig durch und gab wichtige Hinweise für die Interpretation und die weiteren Analysen an Diatomeen. Professor Dr. Gerhard Gerold und Dipl.-Geog. Jürgen Grotheer (Geogr. Inst., Univ. Göttingen) führten CHN-Analysen und Karbonatbestimmungen für mich durch. Professor Dr. Eberhard Grüger (Inst. f. Palynologie u. Quartärwissenschaften, Univ. Göttingen) übernahm bereitwillig die palynologischen und botanischen Analysen an den weitgehend zersetzten Basistorfen.

Professor Dr. Stanley Herwitz (Grad. School of Geography, Worcester MA, USA) rundete mit palynologischen Analysen der pleistozänen Böden die Datensammlung über den Harrington Sound ab. Dr. Ronald Janssen (Forschungsinst. Senckenberg, Frankfurt) bestätigte meine Bestimmung der merkmalsarmen Süßwasser-Schnecken. Dr. Michael Joachimski (Univ. Erlangen) half mit eiligen Messungen stabiler Isotope, die vielen Geräteausfälle an anderer Stelle aufzufangen.

Dr. Ralph Littke und Dr. Heinz Wilkes (KfA Jülich) unterstützten mich durch kohlepetrographische und gaschromatographisch-massenspektrometrische Untersuchungen an Basistorfen. Frau Ulrike Meliß half bei zahllosen Laborarbeiten, wie z.B. Scheibler-Calcimeter, Naßsiebung und Druckfiltration, und erledigte auch die Arbeit im Fotolabor. Dr. Heinrich Meyer und Dr. Söhnke Neben (BGR Hannover) nahmen sich Zeit für meine schwierigen Fragen zur Interpretation einiger reflexionsseismischer Profile.

Professor Dr. A. Conrad Neumann (Univ. of North Carolina, Chapel Hill NC, USA) trug durch zahlreiche Daten zum Harrington Sound und zu den Bermuda ponds und marshes dazu bei, die holozäne Meeresspiegelkurve auf eine sichere Grundlage zu stellen. Dr. Michael Prauss bestimmte Dinozysten an einigen Diatomeen-Präparaten aus dem Harrington Sound.

Professor Dr. Joachim Reitner steuerte durch Diskussionen, Vergleichsmaterial und Literatur zur biogenen Karbonatfällung neue Aspekte zu den Untersuchungen bei und bestimmte einige Schwammreste. Professor Dr. Walter Riegel übernahm einige palynologische Analysen an Sedimenten aus dem Harrington Sound, untersuchte holzige Makroreste und stand, zusammen mit seiner Arbeitsgruppe, bei der Einarbeitung in die Pollenaufbereitung zur Seite.

Dr. Ulla Röhl (BGR Hannover, jetzt Univ. Bremen) beschaffte schwer zugängliche Literatur vor allem zur Bestimmung der Foraminiferen. Professor Dr. Jürgen Schneider, Dipl.-Geol. Kea Wiescholek und Dr. Ulrike Wolf unterstützten mich durch Literaturhinweise zur Assimilation von Wasserpflanzen und durch Diskussionen über limnogeologische Methoden und Fragestellungen.

Dipl.-Biol. Carol Schöning und Dr. Dietmar Keyser (Univ. Hamburg) führten die zeitaufwendige Bestimmung der Ostracoden durch und lieferten wertvolle Daten über die holozänen Paläomilieus.

Dipl.-Geol. Hartmut Scholz stand mir bei zahlreichen Sitzungen am Raster-Elektronenmikroskop zur Seite. Dr. D.B. Scott (Univ. of Nova Scotia, Halifax, Kanada) gab wichtige Tips zur Auswahl benthischer Foraminiferen für die Isotopenanalyse. Dr. Wolfgang Sterrer unterstützte mich bei der Literaturbeschaffung in Bermuda und gewährte großzügige logistische Unterstützung vor Ort.

Dr. Andrea Thieß und Dr. Wolfgang Weiss (BGR Hannover) halfen bei der Einarbeitung in die benthischen Foraminiferen. Mit seinen Spektral-Analysen an Laminiten aus dem Harrington Sound wies mir Dr. Heinz Vos (KfA Jülich) den Weg zur Sonne. Hein de Wolf vom Rijks Geologische Dienst (Groningen) führte detaillierte Analysen der Diatomeen-Flora im Übergang Süßwasser-Brackwasser-marin durch.

Dipl.-Geol. Dieter Wehmeyer gilt mein besonderer Dank für viele Stunden gemeinsamer Arbeit und Diskussion an holozänen und pleistozänen Sedimenten in und aus Bermuda.

Ohne die labortechnische Unterstützung und die Einsatzbereitschaft der wissenschaftlichen Hilfskräfte Guido Amtenbrink, Thomas Buchholz, Tanja Eggert, Dominik Fleitmann, Hagen Hopf, Hanno Meyer, Stefan Ramin und Ruthild Versteegen wäre die anfallende Arbeit nicht zu bewältigen gewesen. Mein Dank gilt auch den Mitgliedern der AG2 "Systemtechnik und dezentrale Systeme" (Gesellschaft für Wissenschaftliche Datenverarbeitung Göttingen mbH) für die Unterstützung bei der Bildverarbeitung der seismischen Profile.

Die vorliegende Arbeit wurde ermöglicht durch ein zweijähriges Habilitanden-Stipendium der Deutschen Forschungsgemeinschaft sowie eine damit verbundene Sachbeihilfe (Vo 494/2-1 und 2-2). Dem Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Göttingen danke ich für die Bereitstellung von Arbeitszimmer und Laborkapazität während dieser Zeit. Wegen zahlloser Verzögerungen durch Laborengpässe und Geräteausfälle konnte ich die Arbeit in der vorliegenden Form erst nach dem Ablauf des Habilitandenstipendiums fertigstellen. Für die zeitweilige Freistellung von anderen Dienstaufgaben gilt deshalb erneut Dieter Meischner mein aufrichtiger Dank.

1. EINLEITUNG

Flache karbonatische Plattformen, Inseln und Schelfe werden durch Fluktuationen des Meeresspiegels besonders stark beeinflusst. Darwin (1842) erkannte, daß der relative Anstieg des Meeresspiegels für die Entstehung von Atollen und Barriere-Riffen wesentlich ist. Daly (1915) dagegen sah mit seiner "glacial control-theory" erstmals auch die große Bedeutung, die tiefe Meeresspiegel und intensive Verkarstung für die Entwicklung von Korallenriffen haben.

Bermuda ist eine tektonisch bemerkenswert stabile Karbonat-Plattform, die in den Warmzeiten des Quartärs immer wieder vom Meer überflutet wurde (Sayles 1931, Bretz 1960). Nach dem Höhepunkt der letzten Kaltzeit schmolzen die Inlandeise rasch ab, und der Meeresspiegel stieg global an. Vor ungefähr 12.500 Kalender-Jahren überflutete der ansteigende Meeresspiegel die tiefsten Senken der Bermuda Plattform, die heutigen inshore waters. Der weitere Verlauf dieser Transgression, das regionale Klima und die Veränderungen der sedimentären Milieus sind in den Ablagerungen der Bermuda inshore waters minutiös aufgezeichnet.

Meeresspiegel-Schwankungen gehören zu den wichtigsten Steuerungsfaktoren der Sedimentation. Die Sequenzstratigraphie hat diese Erkenntnis instrumentalisiert, um aus der Analyse seismischer Sedimentsequenzen auf Meeresspiegelhöhen vergangener Zeitalter schließen zu können (Vail et al. 1977, Haq et al. 1987). Der Anstieg des globalen Meeresspiegels seit dem Höhepunkt der letzten Vereisung ist ein Beispiel für Meeresspiegel-Schwankungen hoher Amplitude und relativ hoher Frequenz, die für Eishaus-Perioden der Erdgeschichte möglicherweise kennzeichnend sind. Bermuda ist einer der wenigen Orte auf der Welt, an dem sich solche eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen ohne wesentliche Verzerrungen abbilden: "Clark et al. (1978) noted that Bermuda's mid-ocean location, in the zone of the collapsing forebulge, 'makes it a desirable datum because it should not be affected by the crustal tilting at continental margins that may affect sites along the eastern seaboard'. Sites not affected by crustal tilting are rare and fill an important gap in models of sea-level change" (Ashmore & Leatherman 1984).

Ist die Meeresspiegel-Geschichte für eine Region wie Bermuda erst bekannt, lassen sich lokale Veränderungen der Ablagerungsräume in einen gemeinsamen zeitlichen Kontext bringen. Im Falle der Bermuda inshore waters läßt sich aus den lokalen Variationen desselben Themas "Überflutung und Sedimentation" modellhaft das Transgressionsgeschehen auf Karbonatplattformen vergangener Erdzeitalter verstehen. Zum Beispiel sehen die pleistozänen und holozänen Sequenzen der Bermuda inshore waters den Sequenzen des unterkarbonischen Schelfs der Halbinsel Gower (Wales, UK) stellenweise sehr ähnlich, so daß der Gedanke an ähnliche Steuerungsmechanismen naheliegt. Im Gegensatz zu den Ablagerungen älterer Epochen läßt sich die postglaziale Abfolge der Bermuda inshore waters aber wesentlicher präziser datieren, so daß die gesamte Entwicklung zeitlich mit großem Detail aufgelöst werden kann.

Als ozeanisches Atoll inmitten des atlantischen Ozeans ist Bermuda grundsätzlich demselben klimatischen Regime wie der umgebende Ozean unterworfen. Die in den Sedimenten der Bermuda inshore waters überlieferten Informationen über den nacheiszeitlichen Klimawandel sind deshalb wichtig über die Plattform hinaus.

Die vorliegende Untersuchung verfolgte deshalb im wesentlichen drei Ziele:

- (1) die für die Region gültige Kurve des nacheiszeitlichen Meeresspiegel-Anstiegs zu rekonstruieren,
- (2) die durch diesen Anstieg hervorgerufenen Veränderungen in den Bermuda inshore waters zu dokumentieren und Steuerungsfaktoren der biogenen Sedimentation zu identifizieren, und
- (3) aus der sedimentären Überlieferung die paläoklimatischen Veränderungen in der Region abzuleiten.

2. DIE REGION BERMUDA -- ÜBERBLICK

2.1. OZEANOGRAPHIE UND PALÄOZEANOGRAPHIE

Bermuda liegt im westlichen Nordatlantik zwischen Golfstrom und Sargasso-See (Abb. 1). Die Sargasso-See ist das Zentrum der großen ozeanischen Oberflächen-Konvergenz im Nordatlantik. Dieser beständige Strömungswirbel wird von Windfeldern angetrieben, die ihrerseits von subtropischen atmosphärischen Hochdruckzellen kontrolliert werden.

Der subtropische Wirbel im zentralen Nord-Atlantik zeichnet sich wie alle derartigen Systeme durch eine kräftige, polwärtige Strömung am Westrand (western boundary currents, Stommel 1948) und eine breite, diffuse Strömung im Ostteil des Ozeans. Der western boundary current des Nord-Atlantik besteht aus dem Florida-Strom und, in der Verlängerung, dem Golfstrom. Jenseits der Grand Banks ist die Strömung relativ breit, langsam und diffus und wird als Nordatlantik-Strom bezeichnet. Ein Großteil des Wassers kehrt schließlich als Kanaren-Strom und Nordäquatorial-Strom zum Florida-Strom zurück.

Die Ursache der subtropischen Wirbel liegt im Zusammenspiel von windinduziertem Wassertransport, vertikalen und lateralen Reibungskräften, der Coriolis-Kraft, dem Ozeanrand und dem sich mit der geographischen Breite ändernden Drehmoment des Windes (Munk 1950). Starke sogenannte geostrophische Strömungen wie der Golfstrom reichen hinab bis in Wassertiefen von z.T. über tausend Metern (Pond & Pickard 1983) und sind langfristig beständig.

Während des Maximums der letzten Eiszeit unterschieden sich zwar die Wind- und Meeresströmungen in hohen Breiten des Atlantiks deutlich vom heutigen Regime, so daß der Nordatlantik-Strom viel weiter südlich auf den europäischen Kontinent traf. Das Zirkulationsmuster in niedrigen Breiten blieb aber praktisch gleich (CLIMAP Project Members 1976). Das System aus Golfstrom und Nordatlantik-Strom verhinderte auch zu jener Zeit effektiv das Vordringen kalter Meeresströmungen in den westlichen Nordatlantik. Heute schwanken die Temperaturen der Meeresoberfläche um die Bermuda Plattform saisonal zwischen 18 und 28°C (Emery & Uchupi 1972). Nach Rekonstruktionen aus Tiefsee-Kernen lagen die Paläotemperaturen der Meeresoberfläche in diesem Gebiet während des letzten glazialen Maximums vermutlich 2°C im Februar bis 5°C im August niedriger als heute (CLIMAP Project Members 1976, 1981; Broecker 1986, Slowey & Curry 1995).

Extreme Wassertemperaturen auf der flachen Plattform liegen bei <15°C und >30°C (Morris et al. 1977), werden aber nur selten erreicht. Die saisonalen Schwankungen der Temperatur sind auf der Plattform größer als im umgebenden Ozean.

Der Jahresgang der Wassertemperaturen in den inshore waters ist uneinheitlich und hängt offenbar von der Wassertiefe (Tab. 1), von der Verbindung zu Ozean und North Lagoon und vom Auftreten von Stürmen ab. Das Wasser im Great Sound z.B. kann im Sommer 1-2°C wärmer sein als das der übrigen inshore waters. In den tieferen Teilen von Great Sound, Port Royal Bay und Harrington Sound bildet sich im Sommer regelmäßig eine Thermokline aus (Morris et al. 1977).

Der Harrington Sound ist ein monomiktisches inshore water mit einer maximalen Wassertiefe von 25 m (Abb. 2). Die Thermokline baut sich typischerweise vom Mai bis Juni allmählich auf und sinkt im Verlauf des Sommers langsam von -17 m auf -22 m ab. Im September ist die Thermokline meist maximal entwickelt, mit Temperaturdifferenzen von >8°C zwischen Oberfläche und subthermokliner Zone (Abb. 2; Neumann 1965, Beers & Herman 1969, Coull 1969, Odebrecht 1981). Während dieser Zeit kann das subthermokline Wasser anoxisch werden. Ende September oder Anfang Oktober bricht die Thermokline dann mehr oder minder rasch zusammen, und Holomixis setzt ein. Oft bleiben die Temperaturen der gesamten Wassersäule bis in den April hinein unter 20°C (Coull 1969). Je nach Zeitpunkt können Stürme die Entstehung der Thermokline verzögern oder ihren vorzeitigen Zusammenbruch herbeiführen (Abb. 2).

Während der Zeit der thermischen Schichtung konzentrieren sich gelöste Nährstoffe (Silikat, Phosphat, Stickstoff-Spezies NH_3 , NO_2^- , NO_3^-) in der subthermoklinen Zone des Harrington Sound (Beers & Herman 1969, Odebrecht 1981). Mit der Auflösung der thermischen Schichtung im Spätsommer bis Herbst werden diese Nährstoffe durch die gesamte Wassersäule verteilt und lösen oft eine besonders kräftige Phytoplankton-Blüte aus. Odebrecht (1981) fand folgende Entwicklungsphasen des Phytoplanktons im Harrington Sound (Devil's Hole):

- Während der holomiktischen Periode überwiegen geringe Biomassen von Nanoflagellaten (incl. Coccolithophoriden) in der gesamten Wassersäule.
- Mit dem Einsetzen der thermischen Schichtung entwickeln sich oberhalb und unterhalb der Thermokline unterschiedliche Populationen. In der unteren Schicht (subthermoklin bis später thermoklin) bauen sich große Populationen von Dinoflagellaten und Silicoflagellaten auf. In der oberen Schicht dominieren im Frühsommer zunächst Diatomeen, beim Abbau der Thermokline bilden sich Mischpopulationen von Diatomeen, Dinoflagellaten und untergeordnet Nanoflagellaten.

In den übrigen inshore waters sind die vertikalen Temperaturgradienten während der sommerlichen Schichtungsphasen meist deutlich geringer als im Harrington Sound (Morris et al. 1977).

Die Salinität des Wassers auf der offenen Bermuda Plattform schwankt saisonal zwischen 36,2 und 36,9 ‰ und ähnelt der des umgebenden Ozeans. Die Salinitäten der inshore waters sind geringer, was auf den höheren Eintrag von Süßwasser zurückgeht. Im Harrington Sound kann die Salinität bis auf 35,8 ‰ zurückgehen (Morris et al. 1977). Die höchsten Salinitäten werden im Oberflächenwasser der inshore waters generell im Sommer erreicht, wenn die Evaporation am stärksten ist. Unterhalb der Thermokline verändert sich die Salinität dagegen kaum. Die vertikale Differenz in der Salinität bleibt aber selbst im Harrington Sound < 0,4 ‰ (Beers & Herman 1969).

Die Tiden im Gebiet der Bermuda Platform sind vorwiegend semi-diurnal, mit einem Hub von 0,4 - 1,2 m. Im Harrington Sound beträgt der Tidenhub nur durchschnittlich 20 cm (Morris et al. 1977). Flatt's Inlet ist die einzige Oberflächen-Verbindung zum Harrington Sound. Weil der Strömungsquerschnitt dort stark eingengt ist, erreicht der Tidenstrom bis zu 90 - 190 cm/s. Etwa 50 % des Tidenstroms fließen durch den pleistozänen Untergrund (Morris et al. 1977). Die effektive Verweildauer des Wassers im Harrington Sound beträgt vermutlich > 140 Tage, die des Wasser im Great Sound ca. 14 Tage (Brown 1978).

2.2. KLIMA UND PALÄOKLIMA

Bermuda verdankt sein subtropisch-maritimes Klima dem Golfstrom und dem Nordäquatorialstrom. Im Winter lösen sich regelmäßig warme Wirbel (warm-core rings) vom Golfstrom und driften in die Region um Bermuda, wo sie sich mit dem Wasser der Sargasso-See mischen. Im Sommer dehnt sich der Nordäquatorialstrom nach Norden aus und bestreicht mit seinen Ausläufern die Region um Bermuda (Hela et al. 1953, Hela 1954). Macky (1957) kompilierte Daten von rund 100 Jahren meteorologischer Messungen in der Region Bermuda, die ein relativ ausgeglichenes Klima belegen. Die Extreme der durchschnittlichen Lufttemperaturen liegen bei 16,7°C im Februar und 26,7°C im August. Die relative Humidität ist ganzjährig hoch (70 - 80 %), und der jährliche Niederschlag liegt bei 1464 mm/yr. Dennoch zeigt sich bei einzelnen Klima-Parametern eine deutliche Saisonalität (Macky 1957, Plummer et al. 1976):

- im Winterhalbjahr (November bis April) dauern die Niederschläge länger an und sind häufiger, haben aber nur geringe Intensität,
- im Winter ist die tägliche Sonnenscheindauer geringer, die durchschnittliche Windgeschwindigkeit und die Zahl der Tage mit starken oder stürmischen Winden höher,
- im Sommer (Mai bis Oktober) ist die potentielle Evapotranspiration höher als der Niederschlag.

Gemessene Lufttemperatur-Extreme lagen bei 6°C im Winter und bei 35°C im Sommer; Fröste sind sehr selten. Auch während und nach der letzten Eiszeit lag das subpolar-subtropische Frontensystem (und die ozeanische Polarfront) immer noch mehr als 1000 km nördlich der Bermuda Platform, wenn auch zunächst deutlich weiter südlich als heute (Ruddiman & McIntyre 1981, Keffer et al. 1988). Damals dürften in der Region Bermuda die Lufttemperaturen niedriger und die Nachtfroste häufiger gewesen sein.

Bermuda liegt in der Westwindzone unmittelbar nördlich des Passatgürtels und wird im Sommer hauptsächlich durch das Bermuda-Azoren-Hoch beeinflusst (Abb. 3). Im Sommer kommt der Wind bevorzugt aus Süd und Südwest, im Winter aus Südwesten, Nordwesten und Norden. Starke Winterstürme kommen aus West bis Nordwest (Abb. 3). Hurricanes treffen das Gebiet im Durchschnitt alle 5 Jahre, tropische Stürme häufiger (Macky 1957, Anonymous 1974).

Allgemeine Zirkulationsmodelle für das letzte glaziale Maximum (Kutzbach & Guetter 1986, Kutzbach et al. 1993) machen für den damaligen Nordsommer in Bermuda

östliche Windrichtungen wahrscheinlich. Im glazialen Nordwinter kam der Wind vermutlich aus West bis Südwest (Abb. 3). Verglichen mit der heutigen Situation, waren die saisonalen Hauptwindrichtungen damals um 90 - 120° entgegen dem Uhrzeigersinn rotiert.

2.3. FAUNA

Bermuda liegt auf 32° 20' N (64° 50' W) und ist damit der nördlichste Außenposten der karibischen Korallenprovinz. Weil Bermuda am äußersten Nordrand der Subtropen liegt, sind viele subtropische Organismengruppen nur mit einem reduzierten Artenspektrum vertreten. Von den aus Jamaica beschriebenen Flachwasser-Korallen sind nur 1/3 der Arten auch in Bermuda vertreten (Agassiz 1894, Goreau & Wells 1967, Wells 1973, Logan 1988). Weil auch die in den karibischen Riffen so prominente Gattung *Acropora* fehlt, haben die Riffe Bermudas eine ganz eigene Gestalt.

Logan (1988) unterschied zwei Riffgemeinschaften auf der Bermuda Plattform:

- Eine dominante Korallen-Algen-Gemeinschaft, in der Korallenkolonien mit domaler (*Diploria*, *Montastrea*) oder ästiger Wuchsform vorherrschen. Ästige Wuchsformen kennzeichnen die Riffe der inshore waters.
- Eine vor allem entlang der South Shore auftretende Gemeinschaft aus inkrustierenden Rotalgen, sessilen vermetiden Gastropoden und untergeordnet *Millepora alcicornis*. Diese Gemeinschaft baut die algal cup reefs ("boiler reefs") auf.

Die geringe Korallendiversität wird meist auf die niedrigen Wintertemperaturen zurückgeführt (Verrill 1901, Logan 1988). Ein weiterer Grund für die verarmte Korallenfauna könnte in der Larvenökologie liegen. Schon Rein (1870) vermutete, daß die Larven aus der Karibik vom Golfstrom nach Bermuda transportiert werden. Sessile marine Organismen können diese weite Entfernung aber nicht überbrücken, wenn die motilen Larvalstadien zu kurz sind (Verrill 1901).

Auch andere marine Organismengruppen wie z.B. Mollusken sind auf der Bermuda Plattform nicht in ihrer vollen karibischen Artenvielfalt vertreten (Abbott 1974, Moore 1969, Thomas & Logan 1992).

Während der letzten Kaltzeit scheinen Riffkorallen in Bermuda keine Rolle mehr gespielt zu haben. Hierauf deutet ein Rotalgenriff in rund 115 m Wassertiefe am Hang der Plattform hin (pers. Mitt. D. Meischner).

2.4. FLORA

Auf den Bermuda Inseln war zum Zeitpunkt der menschlichen Besiedlung eine subtropische bis warm-gemäßigte Flora beheimatet, mit knapp 9 % endemischen Arten und biogeographischen Bezügen zur südöstlichen USA und zur Karibik (Britton 1918). Wälder der endemischen Bermuda-Zeder (*Juniperus bermudiana*) bedeckten große Teile der Inseln (Hemsley 1884).

Mangroven treten in Bermuda weit nördlich ihrer sonstigen Verbreitungsgebiete auf. Watts & Hansen (1986) schlossen aus dem frühen Auftreten von Mangroven und anderen subtropischen Arten in holozänen Sedimentkernen aus dem Mangrove Lake in Bermuda

auf weitgehend frostfreie Bedingungen während des Holozäns. Herwitz (1992) vermutete, daß die subtropische Flora in Bermuda am Rand ihrer Existenzbedingungen lebt. Am Ende quartärer Warmzeiten seien deshalb möglicherweise die Temperaturen zu niedrig, und die Nachtfroste zu häufig, für die kälteempfindlichen subtropischen Elemente der Flora geworden.

Fauna und Flora der Bermuda Platform sind demnach besonders empfindliche Anzeiger des Paläoklimas. Watts & Hansen (1986: 355) bemerkten zutreffend: "The geographic position of Bermuda (...) makes the island group interesting to Quaternary paleoclimatologists and biogeographers".

2.5. GEOLOGIE

Die Bermuda Platform ist umgeben von annähernd 110 Myr alter, unterkretazischer Ozeankruste (Abb. 1; Sclater et al. 1981, Salisbury et al. 1988). Die durchschnittlich 75 m mächtige Kappe aus quartären Flachwasser-Karbonaten ruht auf einem vulkanischen seamount prä-oligozänen Alters, der im Oligozän von Lagergängen intrudiert wurde und dabei bis zum Meeresspiegel emporwuchs (Pirsson 1914, Woolard & Ewing 1939, Officer et al. 1952, Reynolds & Aumento 1973, 1974, Schenk 1973). In der Folgezeit oberflächlich verwittert, planiert und erneut überflutet, wurde das magmatische basement ab dem frühen Quartär mit marinen Flachwasser-Karbonaten und Äolianiten bedeckt (Pirsson 1914).

Bermuda gilt als tektonisch stabil (Land et al. 1967, Redfield 1967, Neumann 1971, Harmon et al. 1983). Nach dem Alter der Kruste um das Bermuda Pedestal herum zu schließen (Sclater & Detrick 1973), sollte die Plattform im Quartär mit 0,5 - 3 m pro 100 kyr abgesunken sein. Die eingeebnete Oberfläche des seamount liegt aber nur 75 m unter dem heutigen Meeresspiegel. Vermutlich waren die tatsächlichen Subsidenzraten des Bermuda Seamount im Quartär deutlich kleiner als 1 m pro 100 kyr (Vollbrecht & Meischner 1996). Vogt (1991) postulierte eine mit der driftenden Platte wandernde Konvektionszelle im oberen Mantel unterhalb des Bermuda Pedestal, um die Stabilität des Bermuda Seamount zu erklären. Im Postglazial dürfte die Subsidenz des magmatischen Untergrundes nicht mehr als maximal 10 - 15 cm betragen haben.

Ein großer Teil der heutigen Bermuda Inseln besteht aus zementierten pleistozänen Karbonatdünen (Äolianiten), die sich in Form langgestreckter Dünenrücken am SE-Rand der Plattform akkumuliert haben (Abb. 1, 4; Sayles 1931, Vacher 1973). Diese Sedimente wurden am Ende von Warmzeiten als Küstendünen aus pleistozänen Stränden ausgeblasen (Mackenzie 1964, Bretz 1960). Durch versickerndes Regenwasser wurden die karbonatischen Körner gelöst, calcitisiert oder zementiert und die Dünen bereits in Strandnähe festgelegt (Friedman 1964, Land 1967, Land et al. 1967).

Die Kämme der Dünenrücken liegen über weite Strecken deutlich höher als die höchsten zweifelsfreien Hochstandsmarken der pleistozänen Warmzeiten. Die höheren Teile der Dünenrücken wurden bei späteren Hochständen nicht mehr vom Meer überflutet. Bretz (1960) und Land et al. (1967) erkannten, daß die Bermuda Inseln im Pleistozän durch wiederholte laterale Akkretion neuer Dünenzüge an bestehende Inselkerne gewachsen sind. Daraus resultiert eine zwiebelschalenförmige Anordnung der pleistozänen formations, bei der jüngere Dünen den Fuß der älteren Dünen seewärts überlagern (Fig. 4; Vacher et al. 1989, 1995).

Im zentralen Teil der heutigen Inselkette, zwischen Castle Harbour und Great Sound, wuchsen die Inseln im Pleistozän einigermaßen symmetrisch seewärts, d.h. an der North Shore nach Norden und an der South Shore nach Süden. Mit jedem weiteren angelagerten Dünenzug wurde das Inselinnere zunehmend von den Liefergebieten neuen Dünensandes abgeschnitten. Im Inselinneren stehen deshalb im allgemeinen die jeweils ältesten formations an. Dort angelegte Dünentäler konnten unverfüllt als Depressionen erhalten bleiben (Land et al. 1967, Plummer et al. 1976, Hearty et al. 1994). Die inshore waters und marshes liegen oft an diesen alten Nahtlinien des Inselkerns. Ihre holozäne Füllung besteht aus Torfen und limnischen bis marinen Sedimenten.

2.6. ERFORSCHUNG DER HOLOZÄNEN INSHORE DEPRESSIONS

Bermuda hat eine lange Geschichte geologischer Erforschung, so auch das Holozän der inshore basins. Die folgende Darstellung konzentriert sich auf die wichtigsten Untersuchungen.

Knox (1940) erbohrte die holozänen Füllungen von marshes, um Belege für einen postglazialen Meeresspiegel-Anstieg zu finden. Er fand in der Hamilton Marsh eine rund 30 m mächtige Folge von holozänen Torfen und Torfmudden auf verkarstetem pleistozänen Untergrund.

In der Zeit zwischen 1950 und 1975 wurden in vielen Teilen der überfluteten Plattform die vorherrschenden Lebensgemeinschaften, Riffe und Sedimente dokumentiert. James & Schenk (1983) fassen wichtige Ergebnisse dieser Untersuchungen zusammen.

Neumann (1965) untersuchte erstmals detailliert und flächenhaft die biologischen, mineralogischen und strukturellen Merkmale der Oberflächen-Sedimente im Harrington Sound, unter anderem auch mit Hilfe von Tauchtraversen. Anhand röntgendiffraktometrischer und granulometrischer Daten schloß er auf die heute aktiven Prozesse der Produktion, der Umverteilung und des Abbaus von Karbonat. Den geringen Anteil von Hoch-Mg-Calcit im Sediment führte Neumann (1965) auf Untersättigung und Lösung in der Wassersäule oder an der Sediment-Oberfläche zurück. Er erkannte, daß die rezenten Sedimente und benthischen Organismen im Harrington Sound streng nach der Wassertiefe zониert sind (Abb. 5), und unterschied vier Zonen: Rocky zone (ca. 0 - 5 m), Shallow sandy zone (ca. 0 - 10 m), *Oculina* zone (ca. 10 - 17 m) und Subthermocline zone (tiefer als ca. 17 m). Neumann (1965) führte die Zonierung vor allem auf die besonderen hydrographischen Bedingungen im Harrington Sound zurück. Er sah die Ursache der scharfen Untergrenze der *Oculina*-Zone in der sommerlichen Thermokline über stagnierendem Bodenwasser. Neumanns (1965) ökologische Zonierung ist noch heute gültig. Seine Karte der ökologischen Zonen (Ab. 5) wurde bei der Neukartierung durch Gross & Schneider (1990, unveröff.) im wesentlichen bestätigt.

Neumann (1966) analysierte die Prozesse der marinen Erosion im Harrington Sound. Er führte die tiefen Hohlkehlen in steilen Kliffs am Ufer des Harrington Sound auf intensive Bioerosion im Meeresspiegel-Niveau zurück.

Redfield (1967) versuchte, den holozänen Meeresspiegel-Anstieg im westlichen Atlantik mittels ¹⁴C-Datierungen holozäner Torfe und Basistorfe zu rekonstruieren. Seine Probenpunkte in Bermuda lagen in flachen Buchten entlang der North und South Shores. Wegen der geringen Tiefenlage der Torfe konnte er nur für die letzten 4000 Jahre

detaillierte Daten liefern. Das tiefste Altersdatum in dem von Redfield (1967) dokumentierten Datensatz wurde ihm von A.C. Neumann zur Verfügung gestellt (Harrington Sound, Probe ML-186, Tab. 2).

A.C. Neumann beprobte zu jener Zeit mit einfachen Kernloten die holozänen Sedimente von Harrington Sound, Mangrove Lake und kleinen ponds. Aus ^{14}C -Altern gekernter holozäner Basistorfe konstruierte er eine Anstiegskurve für den holozänen Meeresspiegel (Neumann 1969, 1971), die zwar immer wieder zitiert wird, aber bisher nie ausführlich dokumentiert und diskutiert wurde. Die in der vorliegenden Arbeit vorgestellte Kurve des holozänen Meeresspiegel-Anstiegs faßt alle mir bekannten Alter/Tiefe-Daten von Basistorfen zusammen, einschließlich der teilweise unpublizierten Daten, die A.C. Neumann zur Verfügung gestellt hat. Eine gemeinsame Publikation zu diesem Thema ist in Arbeit (Vollbrecht et al., in prep.).

Beers & Herman (1969) und Herman & Beers (1969) maßen die saisonale Variation von Hydrographie, Nährstoff-Verteilung und Zooplankton im Harrington Sound und in der North Lagoon.

Der Sonderforschungsbereich 95 der Universität Kiel widmete dem Harrington Sound zwischen 1977 und 1979 mehrere Feldkampagnen ("Harrington Sound Projekt"). Ziel dieser Untersuchungen war eine quantitative Stoffbilanz von Produktion, Abbau, Umlagerung und Sedimentation organischer Substanz und biogenen Karbonats im Harrington Sound. Die wichtigsten Ergebnisse in Stichworten (Hempel & Wefer 1981, 1982; Wefer et al. 1987):

- Der Nährstoff-Kreislauf des Harrington Sound ist Phosphor-limitiert. Die Sedimente im Harrington Sound sind Phosphat-Senken. Der Nährstoff-Strom aus dem Sediment beträgt weniger als 5 % des Gesamt-Umsatzes an Nährstoffen.
- Flottierende Matten der Grünalge *Cladophora* unterbinden den Stoffaustausch zwischen Meeresboden und Wassersäule. Die Matten sind an oligotrophe Verhältnisse angepaßt. An der Unterseite dicker Matten herrscht zumindest nachts Sauerstoffmangel.
- Im Flachwasser produzieren Algen 100 g (shallow sandy zone) bis 500 g (rocky zone) CaCO_3 pro Quadratmeter und Jahr, das ist ungefähr die Hälfte des neugebildeten Karbonats. Daneben sind Großforaminiferen und Schnecken wichtige Produzenten.
- In der *Oculina*-Zone produzieren Muscheln und Korallen zusammen etwa 600 g CaCO_3 pro Quadratmeter und Jahr. In der subthermoklinen Zone gibt es keine nennenswerte Karbonatproduktion.
- Bis zu 60 % des abgelagerten Karbonats stammen aus dem Abbau pleistozäner Karbonate. In der subthermoklinen Zone werden mehrere Prozent der jährlichen Karbonatproduktion im saisonal untersättigten Wasser wieder aufgelöst.
- Im späten Holozän akkumulierten Sedimente in flachen Gebieten des Harrington Sound mit durchschnittlich 0,2 - 0,4 mm/yr, in den tiefen Becken dagegen mit durchschnittlich 1 - 2 mm/yr.

- Verhältnisse stabiler Isotope (O, C) in karbonatischen Schalen mariner benthischer Großforaminiferen, Schnecken und Muscheln zeigen saisonale Veränderungen von Umweltparametern, insbesondere der Temperatur, an. Die Isotopen-Zusammensetzung von Kalkalgen dagegen wird vor allem durch metabolische Prozesse bestimmt.

Aus den Untersuchungen des Sonderforschungsbereichs 95 entstanden unter anderem Examensarbeiten, die sich mit einzelnen Aspekten des Systems Harrington Sound intensiver auseinandersetzten, so z.B. mit dem Jahreszyklus des Planktons (Odebrecht 1981), der holozänen Fazies-Entwicklung (Heinrich 1983) und der Mollusken-Biocoenose (Schweimanns 1988).

Aus dem Umfeld des Harrington Sound Project stammen auch die für die vorliegende Arbeit wichtigen Untersuchungen der holozänen Sediment-Abfolge des Harrington Sound durch Erlenkeuser et al. (1981) und Heinrich (1983). Erlenkeuser et al. (1981) beschrieben übersichtsartig die in Kernen von mehreren Stationen (D. Meischner, 1975) angetroffenen holozänen Sediment-Typen und dokumentierten eine Sukzession von Ton, Torf, Seekreide, Gytija, Sapropelit, und marinen Karbonaten. Die von Erlenkeuser et al. (1981) umrissene Sedimentationsgeschichte des Harrington Sound geht in den Grundzügen zurück auf Meischner (1976).

Erlenkeuser et al. (1981) führten außerdem granulometrische, mineralogische, chemische, isotopengeochemische und mikropaläontologische Untersuchungen an einer kondensierten holozänen Abfolge aus dem Becken südlich Trunk Island durch. Heinrich (1983) übernahm den methodischen Ansatz von Erlenkeuser et al. (1981) und untersuchte detailliert sechs 1 - 3 m lange Sedimentkerne eines Hangprofils aus 12 - 24 m Wassertiefe im Devil's Hole Basin. Seine Ergebnisse bestätigten prinzipiell viele der von Meischner (1976) und Erlenkeuser et al. (1981) aufgestellten Hypothesen zur Sedimentationsgeschichte des Harrington Sound. Keiner der von Heinrich (1983) bearbeiteten Kerne hatte das Holozän vollständig durchteuft, weshalb er letztlich trotz methodischer Vielfalt die holozäne Geschichte des Harrington Sound nicht lückenlos klären konnte.

Die Arbeit des Sonderforschungsbereichs 95 am Harrington Sound überschneidet sich zeitlich mit den Bermuda Inshore Water Investigations (BIWI, 1975-1980), deren erklärtes primäres Ziel es war, die wichtigsten Umwelt-Parameter der damaligen inshore-Ökosysteme qualitativ und quantitativ zu erfassen. BIWI suchte außerdem nach den Ursachen der teilweise alarmierenden Veränderungen in Wasserqualität und Lebewelt der inshore waters, die sich damals vollzogen (von Bodungen et al. 1982). Neben detaillierten Untersuchungen zu beginnender anthropogener und natürlicher Eutrophierung der inshore-Systeme wurden durch die BIWI-Beteiligten umfangreiche Daten zu Hydrographie, Sedimenten, Biologie und Umwelt der heutigen inshore waters produziert und ältere Daten kompiliert (Morris et al. 1977, Barnes & von Bodungen 1978, von Bodungen et al. 1982).

Gestützt auf UNIBOOM-seismische Profile gelang es zwischen 1979 und 1983 mittels eines neu entwickelten hochenergetischen Vibrationslots, die holozäne Abfolge an vielen Stellen der überfluteten Bermuda Plattform vollständig zu kernen (Meischner et al. 1980, Meischner et al. 1981). Anhand dieser Sedimentkerne und seismischen Profile rekonstruierte Kuhn (1984) die holozäne Sedimentationsgeschichte der North Lagoon, Vollbrecht (1990) die Diagenese der submarinen pleistozänen Karbonate. Einige der

Kerne aus den inshore waters wurden zwar bald nach den Feldkampagnen übersichtsartig beschrieben (G. Kuhn, D. Meischner, H. Torunski), die Ergebnisse aber nicht veröffentlicht.

Einer der von der Gruppe Meischner gezogenen Sedimentkerne aus der Port Royal Bay (ursprüngliche Kernbezeichnung "PR 01 /2") wurde von Ashmore & Leatherman (1984) näher untersucht und durchgehend mit der ¹⁴C-Methode datiert. Daraus, und aus eigenen reflexionsseismischen Untersuchungen, leiteten Ashmore & Leatherman (1984) die holozäne Sedimentations-Geschichte der Port Royal Bay in den Grundzügen ab. Sie sahen folgende Entwicklung:

- um 9.500 yr BP beginnt sich eine Torfmarsch aufzubauen,
- um 8.200 yr BP hatte sich im Zentrum der Port Royal Bay ein pond gebildet,
- um 7.000 yr BP drang Meerwasser in die Bay ein und schuf marine Bedingungen.

Logan (1988) beschrieb in seiner Monographie über die Riff-Typen Bermudas auch die Riffe der inshore waters und integrierte damit die Arbeiten von Frazier (1970) und Dryer & Logan (1978) über die Riffe des Castle Harbour. Logan (1988) unterschied im Castle Harbour (1) "fringing coral-algal reefs" und (2) "knob and pinnacle coral-algal reefs". In beiden Riff-Typen zählen *Oculina* und *Madracis* zu den wichtigsten Korallen-Gattungen, in höheren Teilen der pinnacle reefs werden außerdem *Diploria* und *Isophyllia* dominant. Dryer & Logan (1978) untersuchten auch die Veränderungen der marinen Lebewelt des Castle Harbour durch das großräumige Dredgen für die Rollbahnen des neuen Flughafens.

Die Geologische Karte von Bermuda (Vacher et al. 1989), erläutert durch Rowe (1990), beschränkte sich auf die Geologie der Bermuda Inseln. Subtidale holozäne Sedimente blieben unberücksichtigt.

Gross & Schneider (1990, unveröff.) revidierten in ihrer Diplomarbeit die von der Göttinger Arbeitsgruppe genommenen Vibrationslot-Kerne aus dem Harrington Sound, soweit sie bereits geöffnet waren, und interpretierten die zugehörigen seismischen Profile. Leider blieb die Beschreibung der holozänen Schichtenfolge viel zu allgemein, um hier wesentliche neue Erkenntnisse beizutragen. Gross & Schneider (1990, unveröff.) stellten erstmals einen großen Teil der von der Göttinger Arbeitsgruppe genommenen Sedimentkerne aus dem Harrington Sound in einer Monographie zusammen. Die von Gross & Schneider (1990, unveröff.) angefertigten Karten und Profilschnitte mußten aber für die vorliegende Arbeit überarbeitet und z.T. völlig neu gezeichnet werden.

In der letzten Dekade fanden anchihaline ponds der Bermuda Inseln besondere Aufmerksamkeit, die winzige Gegenstücke der inshore waters sind (Thomas et al. 1991, Thomas et al. 1992, Thomas & Wassmann 1992). Diese vom Land völlig eingeschlossenen flachen ponds haben zwar annähernd marine Salinität, weil sie über kleine Höhlen oder Spalten mit dem Meer in Verbindung stehen, zeigen aber im Tagesverlauf stark schwankende Temperatur und Sauerstoff-Sättigung. Gehalte an organischem Kohlenstoff im Sediment schwanken umgekehrt proportional zum Anteil des durch Tiden ausgetauschten Wassers zwischen 8 % und 42 %, letzteres im Mangrove Lake (Thomas et al. 1991). Die Organismen-Gemeinschaften variieren von pond zu pond, aber auch zeitlich innerhalb eines ponds. Durchgängige Merkmale scheinen der Ufersaum

aus Mangrove und das Auftreten der Schnecke *Cerithium lutosum* zu sein (Thomas et al. 1991, 1992). Die C_{org} -reichen Sedimente des Mangrove Lake waren zuvor schon von Hatcher et al. (1982) organisch-geochemisch und durch Analysen des Porenwassers untersucht worden.

Thomas & Logan (1992) veröffentlichten einen grundlegend neuen, umfangreichen Führer zur Ökologie der marinen Lebensräume auf der Bermuda Platform und im angrenzenden Pelagial. Die Monographie von Sterrer (1986) über die marine Fauna und Flora von Bermuda und der Führer von Thomas & Logan (1992) zählen sicher zu den wichtigsten Nachschlagewerken für meeresgeologische Arbeiten auf Bermuda.

3. METHODEN

3.1. ANSATZ

Aufgabe der vorliegenden Untersuchung war es, die Auswirkungen des postglazialen Meeresspiegel-Anstiegs auf die Ablagerungsräume und Lebensgemeinschaften der Bermuda inshore waters mit hoher Auflösung zu rekonstruieren. Vergleiche zwischen den Entwicklungen der einzelnen inshore waters sollten lokale Steuerungsfaktoren der biogenen Sedimentation von übergeordneten trennen. Nicht zuletzt sollte aus den holozänen Sedimenten der Bermuda inshore waters die Meeresspiegel- und Klimageschichte der Region abgeleitet werden, denn die inshore waters galten als holozäne Sedimentfallen mit weitgehend ungestörter sedimentärer Aufzeichnung.

Um diese Ziele zu erreichen, war zunächst eine Revision der seismischen Profile und der schon geöffneten Sedimentkerne notwendig. Aus neu zu öffnenden Kernen von geeigneten Stationen sollten dann hochauflösende Zeitreihen von Paläomilieu-Indikatoren wie z.B. $\delta^{18}\text{O}$ gewonnen werden. Besonders interessant erschien vor dem Hintergrund der klimatisch-ozeanographisch Randposition der Bermuda Platform die Frage, ob sich in den postglazialen Sedimenten Hinweise auf einschneidende paläoklimatische Veränderungen wie z.B. ein Vordringen der atmosphärischen und ozeanischen Frontensysteme nach Süden bis zur Bermuda Platform finden lassen würden.

Im nächsten Schritt mußte die in den Grundzügen bekannte holozäne Meeresspiegel-Kurve von Bermuda (Neumann 1971, Meischner et al. 1986) abgesichert werden, und zwar durch weitere ^{14}C -Daten und durch eine kritische Evaluation möglicher Fehler. Vollbrecht & Meischner (1993) und Vollbrecht (1995) hatten bereits auf Diskrepanzen zwischen den angeblich eustatischen Meeresspiegel-Kurven von Bermuda und Barbados (Fairbanks 1989) hingewiesen. Um diese Diskrepanzen zu erklären, war eine Bewertung der den beiden Meeresspiegel-Modellen zugrundeliegende Annahmen nötig.

Die zu konstruierende, für Bermuda gültige holozäne Meeresspiegel-Kurve war zugleich wichtig, um die räumlichen und zeitlichen Veränderungen des Paläomilieus der einzelnen inshore waters im Zusammenhang sehen zu können. Durch die Synthese aller Informationen zu Meeresspiegel, Alter, Paläomilieu und Sedimentationsgeschichte sollten schließlich die wesentlichen Steuerungsfaktoren der biogenen Sedimentation rekonstruiert werden.

3.2. MATERIAL

Für diese Untersuchung lagen ca. 46 km reflexionsseismische Profilstrecken aus folgenden inshore waters vor: Castle Harbour, Great Sound, Harrington Sound, Port Royal Bay (= Little Sound) und St. George's Harbour (Abb. 6, 7). Etwa 28 km Profilstrecke stammen aus dem Harrington Sound (Abb. 8). 52 Vibrationslot-Kerne und ein Kastenlot-Kern wurden revidiert oder erstmalig geöffnet. Rund 281 m Kern wurden feinstratigraphisch beschrieben, davon 200 m Holozän und 81 m Pleistozän (Abb. 54 - 107). Die Beschreibung des pleistozänen Anteils der Kerne erschien notwendig, um den seismischen Befund zur Entstehung der inshore waters abzusichern.

Die Sedimentkerne der folgenden weiteren Stationen stelle ich hier nicht dar:

- keine oder nur sehr geringmächtige holozäne Sedimente (Kerne CH 01, CH 06, HS-MR 03, HS-TP 03),
- stark durch Kernvorgang gestörte holozäne Abfolge (HS-CB 04),
- keine Neubeschreibung, weil der Kern verbraucht oder ein gealterter kurzer Kastenlot-Kern war (HS-GP, HS-HB, HS-TT, SGH 01); in diesen Fällen stütze ich mich auf ältere Kernbeschreibungen .

Viele der hier untersuchten Kerne waren 1983 erstmals geöffnet worden und ausgetrocknet. Ich habe sie für weitergehende Analysen nur dann benutzt, wenn kein ungeöffneter Kern derselben Station mehr vorlag. Im Mittelpunkt meiner Untersuchung stand das Material aus dem Harrington Sound, weil aus den übrigen inshore waters deutlich weniger Informationen vorlagen.

3.3. ARBEITEN IM GELÄNDE

Die von mir untersuchten Sedimentkerne und reflexionsseismischen Profile stammen aus zurückliegenden Forschungsprogrammen unter Leitung von D. Meischner (1975-1976, 1979, 1980, 1981, 1983). An diesen Expeditionen habe ich nicht teilgenommen.

Die Kernstationen und Profilstrecken wurden damals mittels Sextant (Winkelmessungen zwischen Landmarken oder Seezeichen), mit Peilkompaß (Anpeilen markanter Punkte) oder mit Winkelprisma (Sichtlinien) eingemessen. Zur Navigation dienten Seekarten der Bermuda Platform in den Maßstäben 1 : 6.200 bis 1 : 60.000.

An späteren Feldarbeiten war ich beteiligt (1987, 1989, 1993, 1995). Wir haben die Küstenlinien der heutigen inshore waters teils vom Festland, teils vom flachgehenden Schlauchboot aus weitgehend vollständig kartiert. Im Harrington Sound gelang es uns durch Tauchtraversen südlich Trunk Island, die Inselkartierung an die seismischen Profile anzuschließen.

3.3.1. Reflexionsseismik

Reflexionsseismische Profilstrecken wurden vor der South Shore, in der North Lagoon und in allen größeren inshore waters mit Ausnahme des Hamilton Harbour gefahren (Abb. 6 - 8) . Kuhn (1984: 127-135) beschreibt detailliert die verwendete Ausrüstung, diskutiert Einsatzmöglichkeiten und Limitierungen des Systems und benennt die bei der Signal-Interpretation wichtigen Faktoren. Die Profile in den inshore waters wurden mit folgenden Geräten und Einstellungen gefahren:

- Boomer: EG&G UNIBOOM (Model 230-1), 4 Impulse/s, 100 J/Impuls im Harrington Sound, 200 J/Impuls in den übrigen inshore waters, Frequenz 0,5-10 kHz;
- Recorder: EPC Model 3200 Graphic Recorder, print pol +, Aufzeichnungsfrequenz 16 sweeps/s entsprechend 0 - 48 m Wassertiefe.

3.3.2. Vibrationskerne

Anstelle des zunächst benutzten Kastenlots "Kiel" kam später ein in Göttingen entwickeltes und gebautes pneumatisches Vibrationslot zum Einsatz, mit dem ungestörte Kerne bis zu 11,4 m Länge, 90 mm oder 120 mm Rohrdurchmesser gezogen wurden. Das

Vibrationslot wurde von einem Floß mit Doppel-A-Mast aus eingesetzt und mittels eines Baukompressors vom Mutterschiff mit Energie (Druckluft) versorgt. Die Kerne wurden mit einer auf dem Floß montierten elektrischen Winde gezogen. Meischner et al. (1981) und Kuhn (1984) beschreiben Ausrüstung und Handhabung im Detail.

Die Wassertiefe an den Kernstationen wurde bei den ersten Kampagnen mit Echolot, später mit dem zuverlässigeren Kettenlot bestimmt. Die angegebenen Wassertiefen sind auf mean sea level bezogen (Abb. 55 - 107). Für Stationen im Harrington Sound habe ich wegen des dort nur geringen Tidenhubs auf eine Gezeiten-Korrektur verzichtet. Für Stationen in den übrigen inshore waters gebe ich gezeitenkorrigierte Wassertiefen an.

3.4. LABORMETHODEN, AUSWERTUNG

3.4.1. Bildverarbeitung (seismische Profile, Kerne)

Die Dokumentation für die einzelnen Kernstationen umfaßt: (1) den zugehörigen Ausschnitt aus der Seismik, (2) das graphische Log der Kernbeschreibung (Pleistozän und Holozän) und (3) die holozänen Fazies und ihre Interpretation (Abb. 54 - 107).

Schwierig war die Handhabung kompletter seismischer Profile. Die analog aufgezeichneten Daten ließen sich mit den mir verfügbaren Mitteln nicht digitalisieren und konnten deshalb auch nicht migriert werden. Kommerzielle Digitalisierung war nicht finanzierbar. Die dargestellten Profile sind deshalb Zeitsektionen (two-way travel time). Der Tiefenmaßstab im Metern gilt strenggenommen nur für die Wassersäule. Für Reflektoren unterhalb des Sediment/Wasser-Reflektors liefert der Tiefenmaßstab zu geringe Tiefen. Dieser Fehler ist umso größer, je tiefer der Reflektor unter der Sedimentoberfläche liegt und je höher die akustische Dichte des überlagernden Sediments ist. Für einen Reflektor in 10 m Sedimenttiefe beträgt dieser Vertikal-Fehler bei den untersuchten Sedimenten maximal 1 m.

Um die seismischen Aufzeichnungen (Schreibbreite 48,4 cm) zumindest als Bitmaps graphisch verarbeiten zu können, wurden sie mit einem DIN-A0-Rollenscanner mit Auflösungen zwischen 300 und 500 dpi gescannt und mit PC Paintbrush 1.0 und CorelDraw! 4.0 weiterbearbeitet.

3.4.2. Kernbearbeitung

Die aus den Kernen und seismischen Profilen rekonstruierten Sedimentationsraten gebe ich in der Einheit Bubnoff an ($1 \text{ Bubnoff} = 1 \text{ mm/kyr} = 1 \text{ m/Myr}$).

Neu geöffnete Kerne. -- Die Aluminium-Kernrohre (Durchmesser 90 mm außen, 85 mm innen) wurden mit einer auf Rollen geführten elektrischen Kreissäge beidseitig längsseits aufgesägt. Entlang der beiden Sägespuren wurde das weiche Sediment mit einem Messer vorsichtig in zwei Kernhälften zerteilt und der Kern dann aufgeklappt. Stark zementierte oder ausgetrocknete Sedimente ließen sich nicht zerschneiden und wurden unzerlegt in einer Rohrhälfte belassen.

Anschließend wurden die Oberflächen der Kernhälften mit einem Elektrolyse-Messer präpariert. Eine Kernhälfte wurde unter konstanten Belichtungsbedingungen mit Farbnegativfilm (Kodak Ektar 100) und s/w-Negativfilm (Ilford FP 4) fotografiert. Der

Bildausschnitt umfaßte etwa 15 cm Kernlänge, mit einigen Zentimetern Überlappung zwischen zwei aufeinanderfolgenden Bildern. Zur Eichung wurden mit jedem Film Grau- und Farbkarten (Kodak) fotografiert. Besonders interessante Abschnitte sind zusätzlich auf Farbdiafilm (Kodak Ektachrome 100) dokumentiert.

Hieran schloß sich die Beschreibung der Kerne, incl. des pleistozänen Anteils, mit graphischem Log im Maßstab 1 : 5 an. Sie enthielt routinemäßig folgende Angaben: Sedimenttyp, Korngrößen (geschätzt), Farbe (verglichen mit Munsell Soil Color Charts), Farbe und Menge des säurelöslichen Rückstands, Gefüge, Art und Häufigkeit sichtbarer Schalen- und Skelettbruchstücke. Um auch unscheinbare Sedimentbestandteile zu erfassen, habe ich die Kerne über die gesamte Länge mit einem Schwenkarm-Binokular abgefahren. Zur Beschreibung der nichtmarinen Fazies habe ich die Nomenklatur von Merkt et al. (1971) eingesetzt.

Eine der Kernhälften wurde dann beprobt ("Probenhälfte"), die andere archiviert ("Archivhälfte"). Im Abstand von 40 cm, bei den Kernen HS-PD /1 und HS-DH /B im Abstand von 20 cm, wurden Proben für die H₂O₂-Aufbereitung genommen. Fiel der vorgesehene Probenabschnitt auf eine lithologische Grenze, wurde knapp darüber und/oder darunter beprobt. Das beprobte Intervall umfaßte jeweils einen halben Kernquerschnitt von 5 cm Länge.

Bei 4 Kernen (HS-CB 05, HS-DH /B, HS-PD /1, HS-SP 04) wurden weitere Proben für C/N-Bestimmungen, Isotopen-Analysen ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) und palynologische Untersuchungen genommen. Pro Probenposition wurden jeweils drei 3 ml-Gläschen mit Sediment gefüllt. Der Probenabstand betrug 20 cm (HS-CB 05, HS-SP 04) bis < 10 cm (HS-DH /B, HS-PD /1). Die Proben für C/N- und Isotopen-Analysen wurden nach Entnahme gefriergetrocknet, die Proben für die Pollenanalyse zunächst im Kühlraum bei + 8 °C gelagert.

Aus den Kernen HS-DH /B und HS-SP 04 wurden vor der Routinebeprobung außerdem Sedimentscheiben für die Herstellung von Radiographien entnommen. Kunststoff-Kästchen (200 x 65 x 10 mm) wurden in das Sediment gedrückt, dann ein dünner Draht unter den Kästchen durchgezogen. Am Draht befestigte Folienstreifen verhinderten ein Verkleben der Schnittflächen und erleichterten die Entnahme der gefüllten Schachtel aus der Kernhälfte. Wegen des kleinen Kernquerschnitts mußten die gebräuchlichen Kunststoff-Kästchen (200 x 95 x 10 mm) beschnitten werden; auf einer der Längsseiten fehlte dann der Schachtelrand, der normalerweise die gleichmäßige Führung des Schnitts gewährleistet. Trotz eines hilfswise zwischen Schachtel und Schneidegerät geklemmten Holzklotzes waren die Sedimentscheiben deshalb oft nicht von gleichmäßiger Dicke. Sofort nach Entnahme wurden die Radiographie-Proben luftdicht verschlossen und im Kühlraum bei ca. + 8 °C gelagert.

Nach der Beprobung wurde die restliche Probenhälfte des für hochauflösende Zeitreihen vorgesehenen Kerns HS-DH /B komplett in 1 cm-Abschnitte zerteilt und in Polyäthylen-Beutel verpackt. Alle Archivhälften blieben nach Möglichkeit unberührt und wurden gleich nach der Präparation verpackt.

Ausgetrocknete Kerne. -- Im Vergleich zu frisch geöffneten Kernen war die Bearbeitung alter Kernhälften deutlich zeitaufwendiger, weil die Kernhälften fast immer ausgetrocknet waren. Vor allem im Niveau der Mudden und Torfe war das Sediment dann stark geschrumpft und ungleichmäßig im Kernrohr verrutscht oder abschnittsweise durchmischt.

Wo der Schichtverband derart gestört war, ließen sich die ursprünglichen Lagerungsbeziehungen und Schichtmächtigkeiten am Kern nicht mehr ermitteln.

Bei der Erstbearbeitung vieler Kerne (H. Torunski, unveröff.) waren jeweils eine Kernhälfte mit einem Küchensieb abschnittsweise geschlämmt und die abgeseibten Schalen- und Skelettreste dann wieder auf den entsprechenden Abschnitt der Kernhälfte aufgestreut worden. Der Vorteil dieses Verfahrens ist zwar, daß Hartteile > ca. 2 mm bei der Kernbeschreibung und auf dem Kernfoto wesentlich deutlicher sind als sonst. Entscheidende Nachteile allerdings sind: (1) ursprüngliche sedimentäre Signale werden durch Zusammenfassen eines größeren Kernabschnitts in einer einzigen Siebfüllung gleichsam verschmiert, (2) die auf die Schnittfläche der Kernhälfte zurückgebrachten Hartteile sind nicht mehr in ihrer Position fixiert, wenn der Kern austrocknet, und können sich beim Transport über die gesamte Länge des Kerns verteilen. Aus diesem Grund war es oft unmöglich, die vom Erstbearbeiter bestimmten und im Kern belassenen Hartteile zu revidieren.

Bei der Revision der ausgetrockneten Kerne mußten deshalb gleichzeitig Kern, alte Fotoserie und Erstbeschreibung kontrolliert werden. Taxa galten nur dann als vorhanden, wenn:

- die zugehörigen Hartteile bereits auf dem Foto eindeutig bestimmbar waren oder
- die Hartteile auf dem Foto sichtbar und in der ungestörten Kernhälfte noch in dieser Position erhalten waren oder
- die auf dem Foto nicht erkennbaren Hartteile definitiv noch in ihrer ursprünglichen Position im Kern saßen oder
- eine alte Probe diese Hartteile enthielt.

Die aufwendige Neubeschreibung war nötig, weil die bisherigen Bearbeitungen zu übersichtsartig geblieben waren. Deutlich langwieriger als bei frisch geöffneten Kernen war auch die Aufbereitung für die Siebung, weil das eingetrocknete Material nur schlecht zerfiel.

3.4.3. Radiographien

Die Radiographie-Proben aus den Kernen HS-DH /B und HS-SP 04 wurden mit dem Industrie-Röntgengerät ERESKO LG 110 auf Röntgenfilm Agfa Structurix D4pDW belichtet (50 kVs, 3mA). Die Belichtungszeit lag zwischen 20 und 60 s. Es mußte mit unterschiedlichen Belichtungszeiten gearbeitet werden, weil die Präparate verschieden dick und die Sedimente unterschiedlich dicht waren.

Abschnitte mit feiner Lamination sind auf den Kernfotos gewöhnlich mit höherer Auflösung dokumentiert als auf den Radiographien. Anders als ein Kernfoto erfaßt der Röntgenkegel nicht nur die Oberfläche, sondern dringt fast überall in einem Winkel schräg zur Schichtung durch die Sedimentscheibe. Bei eng laminierten Sedimenten enthält ein Bildpunkt deshalb Informationen aus mehreren Laminae und wirkt im Vergleich zum Foto unscharf.

3.4.4. Feinstratigraphie

In einigen Kernen aus den tiefen Becken des Harrington Sound treten Laminiten (nicht-glaziale Warven) auf. Im Kern HS-DH /B ist das laminierte Intervall besonders mächtig und die Zahl der Laminae besonders hoch. An Farbfotos dieses Kernes habe ich mittels Handlupe die Anzahl und Mächtigkeit aller Laminae ermittelt. Die einzelnen Laminae und couplets lassen sich problemlos zwischen 50 m auseinanderliegenden Kernen der Station HS-DH parallelisieren. Auf diese Weise konnte ein ausgetrockneter Abschnitt des Kernes HS-DH /B anhand von Fotos eines älteren Kernes (HS-DH 02.10.80) problemlos überbrückt werden.

Um den Verdacht auf Jahresschichtung zu verifizieren, wurden zunächst an einzelnen repräsentativen Stellen kleine Proben für die REM-Untersuchung abgeschabt. Anschließend sollte ein vollständiges lichtmikroskopisches Profil über den laminierten Abschnitt gelegt werden; die hierzu eingesetzten Verfahren der Dünnschliffherstellung versagten aber. Auch die Klebestreifen-Methode (Simola 1977) war unter den gegebenen Umständen untauglich.

Die Warvenzählung lieferte eine Zeitreihe von couplet-Mächtigkeiten. Diese wurde logarithmiert und spektralanalytisch untersucht (H. Vos, Jülich). Um Verzerrungen durch unlaminierte Intervalle zu überwinden, erwies es sich als notwendig, die Zeitreihe in 10 Teile zu zerlegen und jedes Teilstück separat zu analysieren. Die Spektren der Teilstücke wurden dann zu einem Summenspektrum zusammengefügt.

3.4.5. Lichtmikroskopie

Lichtmikroskopische Untersuchungen an eingegossenen Proben sollten ergänzende Informationen unter anderem zur Frage der Karbonatlösung liefern. Abgesehen von Laminiten des Kernes HS-DH /B wurden deshalb nur von wenigen repräsentativen Proben Dünnschliffe auf Objektträger 70 x 45 mm angefertigt. Dazu wurde zunächst ein Plastik-Kästchen geeigneter Größe in die frisch präparierte Schnittfläche der Probenhälfte des Kernes gedrückt und mit der Füllung vorsichtig herauspräpariert. Die Probe wurde dann gefriergetrocknet und anschließend in Kunstharz (Reckli Injektionsharz EP) eingegossen. Daran schloß sich die Dünnschliff-Herstellung nach Standardverfahren an.

Die Dünnschliffe aus dem laminierten Abschnitt des Kernes HS-DH /B wurden auf folgende Weise angefertigt: (1) Ausschneiden von Sedimentproben 120 x 20 x 1 mm aus Radiographie-Präparaten und Überführen in Schachteln aus Aluminiumfolie, (2) Schockgefrieren in einem Bad aus flüssigem Stickstoff, (3) Gefriertrocknen, (4) Übergießen mit Reckli-Injektionsharz EP, Vakuumbehandlung, (5) Härten bei ca. 50 °C (einige Stunden), (6) Nachhärten bei Raumtemperatur (1-2 Wochen). Anschließend wurden die Stücke nach Standardverfahren aufgesetzt.

Leider waren die eingegossenen Laminitproben wegen der z.T. sehr unterschiedlichen Materialeigenschaften der Sedimente (Calcitlagen im Wechsel mit torfiger Mudde) nicht spannungsfrei: selbst 5 mm dicke Glasträger zersprangen und mußten in kleinen Stücke geschliffen werden. Die Qualität dieser Laminit-Dünnschliffe blieb deshalb trotz extrem zeitaufwendiger Herstellung unbefriedigend. Versuche mit spannungsfreien Harzen und Austauschverfahren (Porenwasser durch Aceton, Aceton durch Kunstharz) kamen bislang nicht zum Abschluß.

3.4.6. Raster-Elektronenmikroskopie (REM)

Alle Objekte wurden mit Kohlenstoff und einer Au-Pd-Legierung bedampft. Die REM-Untersuchungen verfolgten folgende Fragestellungen:

- Identifikation von Mikro- und Nannofossilien (Coccolithen, Diatomeen, Foraminiferen und Ostracoden),
- qualitative Zusammensetzung feinkörniger Sedimente oder Sediment-Fractionen,
- Verbreitung und Häufigkeit einzelner Komponenten im Sediment; Gefüge-Merkmale.

Für die Bestimmung von Foraminiferen und Ostracoden wurden unter dem Binokular einzelne Exemplare mit doppelseitigen Klebeband auf REM-Trägern fixiert. Für die Bestimmung von Coccolithen in einzelnen Laminae des Kerns HS-DH /B wurde eine dünne Suspension des frischen Coccolithen-Schlicks auf einen REM-Träger gebracht. Zur Untersuchung der Diatomeen-Flora in der säureunlöslichen Fraktion wurde 0,1 ml der geschüttelten aufbereiteten Probe mit einer Eppendorf-Pipette abgesaugt und auf einen mit feinem Schleifpapier geglätteten REM-Träger getropft.

Ausgetrocknete feinkörnige Sedimente wurden ohne weitere Behandlung auf dem REM-Träger aufgeklebt. Frische Sedimente wurden entweder als Suspension aufgetropft oder zunächst gefriergetrocknet und dann aufgeklebt. In einigen Fällen wurden die zum Herstellen von Dünnschliffen in Kunstharz eingegossenen Proben gesägt und streifenweise in HCl getaucht (30 s in 0,1 n HCl und 3 min in 1 n HCl), um die Verteilung karbonatischer Partikel im Sediment besser sichtbar zu machen.

3.4.7. Siebverfahren

An mehreren Kernen aus dem Harrington Sound wurden Serien von Proben naßgesiebt. Die Mächtigkeit des aufgegebenen Kernabschnitts und die Dauer der Aufbereitung variierten je nach dem Ziel der Probenserie (Korngrößen-Analysen oder Isotopen-Analysen) und dem Zustand des Kerns (frisch oder ausgetrocknet).

Gegen die Korngrößen-Analyse der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ sprach insbesondere die lange Lagerung der Kerne. Vor allem bei den bereits ausgetrockneten Kernen waren die Feinpartikel stark verklumpt. Selbst bei den frischen Kernen waren in einigen Proben Kornaggregate häufig, die durch Gips oder verhärtetes Alumo-Gel zementiert waren. In der Fraktion $63 - 125 \mu\text{m}$ ließ sich das Ausmaß dieser Zementation noch grob abschätzen, in der Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ aber nicht mehr.

Aufgabe der Siebanalysen war es deshalb in erster Linie, den Beitrag von Sediment-Produzenten zu den einzelnen Korngrößenklassen zu erfassen und die Proben für die späteren mikropaläontologischen Auslesearbeiten zu fraktionieren. Korngrößenkurven sind in den hier untersuchten Karbonat-Milieus ohnehin wenig aussagekräftig.

3.4.7.1. Siebung

Für diese Untersuchungen wurden 4-5 cm mächtige Sedimentabschnitte aus der Probenhälfte entnommen. Routinemäßig betrug der Probenabstand 40 cm, bei zwei Kernen (HS-DH /B, HS PD /1) 20 cm.

Proben aus frischen Kernen wurden zunächst gefriergetrocknet, dann gewogen. Proben aus ausgetrockneten Kernen wurden sofort gewogen.

Torfproben wurden anschließend mit einem Rhewum-Vibrationssiebgerät über einem $> 63 \mu\text{m}$ -Sieb naßgesiebt. Alle übrigen Proben wurden mit H_2O_2 aufbereitet.

Proben aus frischen Kernen wurden in Plastikbechern (2000 ml) mit H_2O_2 (10 %) versetzt und die Suspension mit NH_4OH (konz.) auf pH 7 - 8 eingestellt. In der Folgezeit wurden die Proben alle 1 - 2 Tage resuspendiert und gegebenenfalls mit frischer H_2O_2 (10 %) + NH_4OH (konz.) versetzt. Nach 2 Wochen war in den meisten Fällen das Sediment vollständig zerfallen, die organische Substanz oxidiert.

Proben aus ausgetrockneten Kernen waren bei diesem Verfahren auch nach längerer Standzeit (> 4 Wochen) meist nur unvollständig dispergiert. Deshalb wurden spätere Probenserien zunächst mit H_2O_2 (30 %) behandelt, nach dem Abklingen der meist heftigen Reaktion dann mit H_2O_2 (10 %) und NH_4OH (konz.) auf pH 7 - 8 eingestellt und wie die Proben aus frischen Kernen versorgt. Nach 4 Wochen waren die Proben zwar nicht vollständig, aber doch so weit zerfallen, daß nur noch wenige Kornaggregate in den Fraktionen $> 63 \mu\text{m}$ auftraten.

Bei der Naßsiegung in $\text{H}_2\text{O}_{\text{demin}}$ mit dem Vibrationssiebgerät "Schallfix" (Fa. Rhewum) kamen standardmäßig Siebe mit folgenden Maschenweiten zum Einsatz: 2000 μm , 1000 μm , 500 μm , 250 μm , 125 μm , 63 μm . Bei einer ersten Testreihe (Kern HS-PB 01) wurden zwei Siebe mit anderer Maschenweite benutzt (630 μm statt 500 μm ; 200 μm statt 250 μm).

Die abgeseibten Fraktionen wurden im Trockenschrank bei 40 - 50 °C getrocknet und anschließend gewogen. Die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ wurde zwar aufgefangen, aus Zeitmangel aber nicht mehr näher analysiert.

Um beim Kern HS-DH /B die Auflösung der Isotopen-Zeitreihen an karbonatischen Hartteilen zu vergrößern, entnahmen wir zwischen den Probenpositionen mit 5 cm mächtigen Proben weitere, aber nur 1 cm mächtige Kernquerschnitte aus der Probenhälfte. Erste Analysen der fraktionierten 5 cm-Proben hatten gezeigt, daß auch 80 % kleinere Proben genug Material für die Analyse mariner karbonatischer Harteile liefern würden. Die Varianzen der Isotopenverhältnisse von 5 cm-Proben und 1 cm-Proben sind nicht signifikant verschieden.

Bei den übrigen für die Analyse der stabilen Isotope vorgesehenen Kernen wurden die zu analysierenden karbonatischen Harteile aus den fraktionierten 5 cm-Proben ausgelesen.

3.4.7.2. Grobkornanalyse

Bei den durch Siebung gewonnenen Korngrößenfraktionen wurde die Zusammensetzung der Grobfraction $> 63 \mu\text{m}$ qualitativ und z.T. quantitativ unter einem Auflicht-Binokular untersucht, um weitere Anhaltspunkte über das Ablagerungsmilieu zu erhalten. Die Zusammensetzung der Fraktion $> 2000 \mu\text{m}$ wurde mit der Komponenten-Gewichts-Analyse untersucht (Tab. 3). Sarnthein (1971) gibt eine Übersicht über Fehlerquellen der Methode.

Eine ursprünglich geplante Kornzahl-Analyse der feineren Fraktionen mußte aus Zeitmangel unterbleiben. Stattdessen wurden die Sediment-Komponenten der Fraktion

63 - 2000 μm qualitativ bestimmt und zur Charakterisierung der Fazies mit herangezogen.

3.4.8. Paläontologische Analysen

3.4.8.1. Mollusken

Hartteile von Mollusken sind in der Fraktion > 2 mm meist dominant. Ich habe deshalb viele Fazies nach ihren charakteristischen Mollusken-Arten benannt.

Schon die Kernbeschreibung erfaßte alle Molluskenreste $> 1 - 2$ mm möglichst bis auf die Art. Der Zeitaufwand für die Kernbeschreibung stieg dadurch zwar deutlich. Ohne diese aufwendigere Beschreibung hätten aber die Proben für die Grobfraktions-Analyse viel enger gesetzt werden müssen, um ein repräsentatives Bild der Mollusken-Fauna zu erhalten. Dies zeigte ein Vergleich von Ergebnissen der Kernbeschreibung und der Komponenten-Gewichts-Analyse (Fraktion > 2 mm).

Als Nachschlagewerke und zur Bestimmung der Mollusken habe ich folgende Literatur eingesetzt: Abbott (1974), Boss (1966 a, b, c), Britton (1972), Dall (1889), Cavaliere et al. (1987), Dall & Bartsch (1911), Gibson-Smith & Gibson-Smith (1982), Haas (1952), Kabat & Hershler (1993), Rehder (1981), Schweimanns (1988), Sterrer (1986), Vanatta (1910), Verrill & Bush (1899-1900), Vokes & Vokes (1983), Waller (1973).

3.4.8.2. Foraminiferen

Foraminiferen aus dem Harrington Sound wurden in den Siebfraktionen 63 - 1000 μm qualitativ untersucht. Angestrebt war zunächst ein Überblick über die auftretenden Spezies, um später dann geeignete Arten für die Analyse der stabilen Isotope auswählen zu können. Kriterien für die Eignung waren:

- die Art kommt in Proben aus mehreren Kernen in ausreichender Zahl vor,
- die Lebensweise der Art ist bekannt,
- die Art reicht stratigraphisch über den gesamten marinen Abschnitt der holozänen Schichtenfolge.

Wie sich herausstellte, ließen sich nicht alle Kriterien gleichzeitig erfüllen. *Elphidium sagrum* ist in den untersuchten Kernen aus den Becken des Harrington Sound häufig, ihre Lebensweise aber nicht gut dokumentiert. *Lobatula lobatula* lebt epiphytisch. Die Isotopenzusammensetzung von Gehäusen dieser Art sollte deshalb bessere Rückschlüsse auf die Paläo-Hydrographie zulassen als die anderer untersuchter Arten, die teilweise zur Infauna gehören (pers. Mitt. D. B. Scott). *Lobatula* tritt aber weder über das gesamte marine Holozän auf, noch ist sie überall ausreichend häufig. Verhältnisse stabiler Isotope wurden deshalb an Gehäusen mehrerer Arten gemessen, deren stratigraphische Reichweiten sich überlappten.

Für die Isotopen-Analysen sollten standardmäßig 20 Exemplare der betreffenden Art ausgelesen werden. Zu diesem Zweck wurde bei 1 cm-Proben meist die gesamte Fraktion 250 - 500 μm durchgesehen; dennoch blieb es oft bei < 10 Exemplaren einer Art. Bei

weniger als 3 - 4 Exemplaren, je nach Größe, wurde zusätzlich die Fraktion 500 - 1000 μm durchgesehen und ausgelesen.

Bei den 5 cm-Proben sollten standardmäßig mindestens 100 Gehäuse aus den Fraktionen 125 - 250 μm und 250 - 500 μm ausgelesen werden. Wenn Foraminiferen häufig waren, wurde die Siebfraction zuvor mit einem Mikroproben-Riffelteiler gesplittet.

Zur näheren Charakterisierung der Ablagerungsmilieus dienten die bei der qualitativen Durchsicht der Siebproben $> 125 \mu\text{m}$ angetroffenen Taxa. Die Zahl der Individuen pro Gruppe wurde abgeschätzt und registriert (1 = "sehr selten" bis 5 = "sehr häufig"). Das Auftreten bestimmter Arten wie z.B. *Ammonia beccarii* gab Hinweise zu Salinität und Trophie des Sedimentationsraums.

Folgende Arbeiten habe ich bei der Bestimmung der benthischen Foraminiferen als Nachschlagewerke eingesetzt: Barker (1960), Bock (1971), Boltovskoy et al. (1980), Buzas et al. (1977), Feyling-Hanssen (1972), Finger (1990), Funnell (1989), Haake (1975), Hansen & Lykke-Andersen (1976), Haynes (1981), Hofker (1983), Jorissen (1988), Loeblich & Tappan (1988, 1994), Mathieu et al. (1971), Poag (1981), Poag & Tresslar (1981), Rosset-Molinier (1971), Scott et al. (1979), Steinker (1980), Steinker & Butcher (1981), Todd & Bronnimann (1957).

3.4.8.3. Ostracoden

Zusammenfassende Literatur über die marinen Ostracoden Bermudas existiert nur für einzelne Gruppen (Lister 1971, Kornicker et al. 1976, Kornicker 1981). Die Süßwasser-Ostracoden der heutigen Bermuda Inseln sind praktisch unbearbeitet.

Die gesiebten 5 cm-Proben des Kerns HS-DH /B aus dem Harrington Sound enthielten ausreichend Ostracoden für eine Analyse des Artenspektrums (det. C. Schöning & D. Keyser, Hamburg). Aus den Fraktionen 63-125 μm , 125-250 μm und 250-500 μm wurden, wenn vorhanden, mindestens 100-200 Klappen ausgelesen.

Die vorhandenen Taxa konnten oft nur bis zur Gattung bestimmt werden (Tab. 4). Informationen über die Lebensweise (z.B. Saisonalität der Schalenbildung) und über Vital-Effekte bei der Isotopen-Fraktionierung fehlen. Weil außerdem die Artbestimmung gerade bei den Süßwasser-Ostracoden häufig nicht möglich war, habe ich auf die geplanten Messungen stabiler Isotope an Klappen von Ostracoden vorerst verzichtet.

3.4.8.4. Korallen

Korallenskelette habe ich bei der Kernbeschreibung bestimmt. Wichtige Hilfen bei der Bestimmung waren Cavaliere et al. (1987), Humann (1993), Smith (1971), Sterrer (1986) und Shinn et al. (1989).

3.4.8.5. Diatomeen

Aus dem Kern HS-DH /B wurden 1 cm-Proben ($\frac{1}{2}$ Kernquerschnitt) zur Untersuchung der Diatomeen-Flora entnommen. Der Proben-Abstand betrug im allgemeinen 40 cm; Schichtgrenzen wurden möglichst vermieden. Die Aufbereitung orientierte sich an Schrader & Gersonde (1978) und Gersonde (pers. Mitt.).

Die Proben wurden zunächst gefriergetrocknet; eine Teilmenge von 0,50 g anschließend abgetrennt und weiter aufbereitet. Hierzu wurde den Proben in einem 1000 ml-Becherglas zuerst HCl (10 %), nach dem raschen Nachlassen der Reaktion dann zusätzlich H₂O₂ (10 %) zugesetzt. Die Suspension wurde auf der Heizplatte gekocht, bis die Lösung klar und ungefärbt war. Abgedampfte Flüssigkeit wurde durch Zugabe von H₂O₂ (10 %) ersetzt. Starke Schaumbildung wurde mit Ethanol abgelöscht. Zuletzt wurde mit H₂O_{demin} auf 500 ml aufgefüllt. Die Suspension blieb danach 18 bis 24 h stehen, um die Diatomeen absetzen zu lassen. Pipett-Proben der überstehenden Lösung enthielten nach dieser Zeit keine Diatomeen mehr. Mit einer Wasserstrahlpumpe wurde die überstehende Lösung dann vorsichtig abgesaugt, erneut auf 500 ml aufgefüllt und der pH-Wert der Lösung geprüft. Absaugen, Sedimentieren und Auffüllen wurden so lange wiederholt, bis der pH-Wert der Lösung neutral war. Nach dem letzten Absaugen wurde das Sediment dann in PE-Flaschen überführt, auf 50 ml aufgefüllt und aufbewahrt. Zwischen den einzelnen Arbeitsschritten wurden die Proben stets sorgfältig abgedeckt.

Zur Herstellung von Dauerpräparaten wurden zunächst 0,06 g haushaltsübliches, weißes Gelatine-Pulver in 700 ml H₂O_{demin} gelöst und kurz aufgeköcht. Anschließend kühlte die Lösung ca. ½ h ab. In der Zwischenzeit wurden je Probe eine Petrischale (Innendurchmesser 49 mm, 1,5 cm hoher Rand) und drei Deckgläser (rund, 18 mm Durchmesser, Stärke 1) vorbereitet. Dazu wurden die Petrischalen auf eine ebene Unterlage gestellt. Die drei Deckgläser wurden mit Diäthyläther gereinigt und auf dem Boden der Petrischale im Dreieck so angeordnet, daß sie sich weder gegenseitig berührten noch dem Schalenrand zu nahe kamen.

In die Petrischalen wurde dann die Gelatine-Lösung gefüllt (5-10 ml). Mit einer Eppendorf-Pipette wurde jeder Probenflasche ein definierter Split (nach Vorversuchen: 10 oder 20 ml) entnommen und mit kreisförmigen Bewegungen in der Petrischale verteilt. Nach ca. 2 Stunden Sedimentationszeit wurde ein kleiner Streifen saugfähiges Küchenpapier so über den Rand der Petrischale gelegt, daß er innen den Boden der Schale gerade berührte und außen bis unterhalb des Schalenbodens herabhing. Der Streifen durfte die Deckgläser nicht berühren. Nach ca. 12 Stunden waren alle Schalen nahezu trocken.

Die Deckgläser wurden auf eine mit Alufolie überzogene Heizplatte gelegt und auf 120 - 130 °C aufgeheizt. Anschließend wurden 2 - 4 Tropfen eines Einbettungsmittels (Mountex in Xylol 2 : 1, Brechungsindex n = 1,67) auf jedes Deckgläschen gegeben. Wenn das Lösungsmittel vollständig verdampft war (nach ca. 60 s), wurde ein Objektträger (28 x 48 mm) vorsichtig auf das Deckgläschen aufgesetzt und mit dem anhaftenden Deckglas von der Heizplatte gehoben. Um eventuell noch vorhandene Luftblasen zu entfernen, wurde das Deckglas dann vorsichtig mit einem Zahnstocher unter leichten Bewegungen angedrückt. Untergelegtes dunkles Papier diente zum besseren Erkennen der Luftblasen.

Nach dem Abkühlen wurde überschüssiges Einbettungsmittel vorsichtig mit einer Rasierklinge abgeschabt, auch hier wieder auf dunkler Unterlage. Zuletzt wurden die Präparate (3 Stück pro Probe) mit Wasser gereinigt. Die so hergestellten Präparate erlauben es, die Anzahl der Diatomeen-Schalen pro g Sediment zu bestimmen. Taxonomische Bestimmungen unterblieben bei der quantitativen Analyse, weil eine lange Einarbeitungszeit notwendig gewesen wäre. Stattdessen wurden die Schalen in 8 leicht erkennbare Morphotypen gruppiert und nach dem von Schrader & Gersonde (1978:

130-137) im Detail beschriebenen Verfahren gezählt. Das dabei ermittelte Verhältnis von Pennales : Centrales ist ein grober Index der Produktivität und/oder morphometrischen Veränderung eines Beckens (Mannion 1986).

Standardmäßig wurde entlang zweier mittlerer Traversen ("x" und "y", Schrader & Gersonde 1978) gezählt. Die hieraus extrapolierte Zahl der Diatomeen-Schalen auf dem Träger kann bis zu 20 % zu hoch liegen (Schrader & Gersonde 1978). In zwei Trägern waren Diatomeen so häufig, daß nur eine Traverse ausgezählt wurde.

Kleine Splits der aufbereiteten Proben wurden mit dem Raster-Elektronenmikroskop untersucht und die Diatomeen dokumentiert (Taf. 11).

Eine erste grobe Durchsicht der Dauerpräparate (J. Fenner, Hannover) sollte die aus dem Sediment, aus geochemischen Parametern und aus dem sonstigem Fossilinhalt abgeleitete Salinitätsentwicklung des Harrington Sound verifizieren. Ausgehend von einem einfachen Meerwasser-Unterschichtungsmodell sollte dabei geklärt werden, ob unterschiedlich halophile Diatomeen in getrennten Stockwerken des Wasserkörpers koexistiert hatten. Hierfür ließen sich keine Belege finden, wohl aber Hinweise auf eine wechselhafte Salinitätsgeschichte beim Übergang zum marinen Stadium. Um dem nachzugehen, wurde der entsprechende Abschnitt des Kerns enger beprobt und zur detaillierten Auswertung verschickt (Hein de Wolf, Rijks Geologische Dienst, Groningen). Diese Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen; Zwischenergebnisse liegen vor.

3.4.8.6. Pollen und Dinoflagellaten

Proben für die Pollen-Analyse wurden aus mehreren frischen Kernen (HS-CB 05, HS-DH /B, HS-SP 04) und aus einem ausgetrockneten Kern (HS-PB 01) entnommen. Diese Kerne stammen aus dem Harrington Sound. Die Aufbereitung fand nach Standardverfahren, im Fall des Kerns HS-DH /B quantitativ statt (Moore et al. 1991). Die Aufbereitung mit HF unterblieb, weil in den holozänen Sedimenten der Anteil silikatischer Komponenten gering ist.

Die Ergebnisse der Pollen-Analyse waren insgesamt enttäuschend. Pollen waren meist derart selten, daß selbst nach Anreicherung keine statistisch signifikante Auszählung möglich war. Bis auf wenige, stichprobenartige Auszählungen (det. W. Riegel, Göttingen) blieb das Material deshalb unbearbeitet. Botanische Analysen von frischen holozänen Basistorfen waren geplant; wegen des extrem geringen Anteils bestimmbarer organischer Reste (E. Grüger, Göttingen) blieb es aber bei einer Testreihe.

Einige Pollenpräparate aus dem Kern HS-DH /B enthielten eine größere Zahl von Dinoflagellaten-Zysten. Sie wurden grob bestimmt (det. M. Prauß, Göttingen), um zusätzliche Informationen über den Umschwung von limnischen zu marinen Bedingungen im Harrington Sound zu erhalten. Eine detailliertere Auswertung fand nicht statt, weil nur wenige Formen auftraten und schon die erste Durchsicht einen klaren Befund brachte. Auch im Boden der letzten Kaltzeit im Kern HS-SP 04 sind Dinoflagellaten-Zysten mitunter häufig (pers. Mitt. S. Herwitz, Worcester, USA). Taxonomische Bestimmungen dieser Dinozysten sind in Arbeit.

3.4.8.7. Charophyten

Oogonien von Charophyten waren in limnischen Sedimenten des Harrington Sound stellenweise häufig. Die bei der Siebanalyse angetroffenen Exemplare wurden unter dem Binokular bestimmt; als Bestimmungsgrundlage dienten Soulié-Märsche (1989) und Tappan (1980).

3.4.8.8. Makroreste

Abseits der Torfe sind Makroreste von Landpflanzen in den Sedimenten der Bermuda inshore waters selten, meist nur 1 - 2 mm groß und immer stark zersetzt. Nur in der Seekreide des Kerns HS-PD /1 fand sich ein größerer, gut erhaltener, nicht kompakter Rest einer monocotylen Angiosperme. Er wurde mit ^{14}C -AMS datiert.

Bis auf wenige Ausnahmen sind die gekernten Torfe und Torfmudden der Bermuda inshore waters stark zersetzt. Mineralische Einschwemmungen fehlen meist. Selbst in Radiographien waren sedimentäre Torfe kaum von sedimentären Torfmudden zu unterscheiden. Systematische botanische Analysen unterblieben; Stichproben erfaßten (1) stark zersetzte Humus-Torfe und (2) gut erhaltene Faser-Torfe. Die Stichproben sollten vor allem dazu dienen, den Anteil nicht-terrigen organischer Substanz am Material von Basistorfen der holozänen Abfolge zu erkennen und mögliche Verfälschungen der Altersdaten zur holozänen Meeresspiegel-Kurve von Bermuda abschätzen zu können. Organisch-geochemische Untersuchungen an Basistorfen verfolgten dasselbe Ziel (s. unten) .

3.4.9. Röntgen-Diffraktometrie

Neumann (1965) berichtete erstmals, daß Hoch-Mg-Calcit in den rezenten Sedimenten des Harrington Sound nicht oder nur im Fehlerbereich der von ihm angewandten röntgendiffraktometrischen Methode nachweisbar ist. Wie sich später zeigte, gilt dies für die gesamte holozäne Abfolge (Abb. 21; Erlenkeuser et al. 1981, Heinrich 1983). Die von mir durchgeführten röntgendiffraktometrischen Untersuchungen sollten lediglich dazu dienen, die bereits weitgehend bekannten Trends der mineralischen Zusammensetzung auch in den von mir mit anderen Methoden untersuchten Kerne wieder aufzufinden, vor allem in der vollständigen holozänen Sukzession des Kerns HS-DH /B (Devil's Hole, Harrington Sound). Aus diesem Kern wurde deshalb im Abstand von ca. 20 cm Gesamtsediment-Proben von 1 cm Mächtigkeit analysiert.

Hierzu wurden ca. 10 g Substanz bei 60 °C getrocknet und anschließend in der Kugelmühle ca. 10 min gemahlen. Für die Messungen stand ein PHILIPS PW 1810 Diffraktometer zur Verfügung (45 kV, 40 mA, $\text{Cu}\alpha_{1/2}$). Aufgezeichnet wurden jeweils Vollspektren ($2\theta = 4 - 64^\circ$) und Karbonatspektren ($2\theta = 25 - 32^\circ$). Die Karbonatspektren wurden nach der Peakflächen-Methode ausgewertet (Milliman 1974). Der MgCO_3 -Gehalt des Calcits wurde aus den Peaklagen unter Annahme einer linearen Peak-Verschiebung zwischen Calcit mit $d=3.036 \text{ \AA}$ und Dolomit mit $d=2.886 \text{ \AA}$ berechnet (Scholle 1978, Richter 1984). Die Fehler liegen bei der Bestimmung der mineralischen Zusammensetzung bei $\pm 5 \text{ Gew.-%}$, bei der Bestimmung des MgCO_3 -Gehalts im Calcit bei $\pm 0.5 \text{ Mol.-%}$.

3.4.10. Karbonat-Bestimmung

Gefriergetrocknete Proben von Gesamtsediment (3 ml) wurden gemahlen und homogenisiert. Rund 1 g der Probe wurde dann für C/N-Analysen abgetrennt, der Rest diente zur Karbonatbestimmung. Gehalte an Gesamtkarbonat wurden mit dem Scheibler-Calcimeter nach Standardverfahren bestimmt (Tab. 5). Gesamtkarbonat wurde komplementär zum Gesamtkohlenstoff (CHN-Analyzer) gemessen, um aus der Differenz den Gehalt an organischem Kohlenstoff im Gesamt-Sediment bestimmen zu können. Der CHN-Analyzer war für die Bestimmung von Gesamtkarbonat nicht ausgerüstet. Der Fehler der Karbonatbestimmung lag bei 0,5 %.

3.4.11. Gesamtkohlenstoff, C/N-Verhältnis

Für die CHN-Analysen wurden rund 1 g gefriergetrocknetes, gemahlene Gesamtsediment pro Probe benötigt, minimal etwa 500 mg. Die Messungen fanden im Geographischen Institut der Universität Göttingen an einem LECO CHN-1000 statt. Routinemäßig wurden Gesamtkonzentrationen von Kohlenstoff (TC), Stickstoff und Wasserstoff gemessen. Der Wert für Wasserstoff war ohne Aussagekraft. Der Fehler der Kohlenstoff-Bestimmung liegt etwa bei ca. $\pm 0,05$ Gew.-% für Kohlenstoff und bei ca. $\pm 0,005$ Gew.-% für Stickstoff.

Die Differenz zwischen TC (CHN-Analyse) und CaCO_3 (Scheibler) ergab dann den Gehalt an C_{org} im Gesamtsediment (Tab. 5). Das Verhältnis C/N ermöglicht pauschale Aussagen über die Herkunft der in den Sedimentationsraum eingetragenen organischen Substanz, z.B. terrestrisch oder marin (Tab. 5). Der Fehler der Karbonatbestimmung, die in die Berechnung des Gehalts von organisch gebundenem Kohlenstoff eingeht, ist deutlich höher als der Fehler der Kohlenstoff-Bestimmung. Der Fehler der C_{org} -Bestimmung liegt insgesamt bei 1,5 Gew.-%.

3.4.12. Kohlepetrographie und Gaschromatographie-Massenspektrometrie (GC-MS)

Das Forschungszentrum Jülich (H. Wilkes) führte an drei Proben des holozänen Basistorfs im Harrington Sound gaschromatographisch-massenspektrometrische Untersuchungen organisch extrahierbarer Lipide durch (Tab. 6). Diesen Analysen gingen kohlepetrographische Untersuchungen der Torfe voraus (R. Littke, Jülich).

Die kohlepetrographischen Präparate wurden nach Standardverfahren hergestellt und ausgewertet. Wegen der geringen Anzahl untersuchter Proben können die gaschromatographisch-massenspektrometrischen Untersuchungen nur generelle Charakteristika und Trends aufzeigen. Ziel beider Methoden war es, die Herkunft des organischen Materials in den zur Konstruktion der Meeresspiegel-Kurve benutzten Basistorfen zu klären.

Für die GC-MS-Untersuchungen wurden bestehende Analyseverfahren modifiziert. Wilkes (unveröff. Bericht) schreibt dazu:

"GC-MS-Untersuchungen wurden mit einem Finnigan MAT 95SQ Massenspektrometer, das mit einem Hewlett Packard 5890 II Gaschromatographen gekoppelt war, durchgeführt. Der Gaschromatograph war mit einer Ultra II Quarzkapillarsäule (Länge 50 m, Innendurchmesser 0,2 mm, Filmdicke 0,33 μm) der Firma Hewlett Packard ausgestattet. Als Trägergas diente Helium. Das Temperaturprogramm verlief von 110 °C

nach 310 °C mit einer isothermen Anfangszeit von 5 min, einer isothermen Endzeit von 25 min und einer Aufheizrate von 3 °C/min. Das Massenspektrometer wurde im EI-Modus bei einer Elektronenenergie von 70 eV und einer Quelltemperatur von 200 °C betrieben.

Die Torfproben wurden ohne weitere Vorbehandlung mit einem ternären Gemisch aus Chloroform, Aceton und Methanol extrahiert. Die dabei erhaltenen Extrakte wurden flüssigchromatographisch fraktioniert (Trennung nach Polarität). Von den bei diesem Verfahren anfallenden Fraktionen wurden die aliphatischen Kohlenwasserstoffe, Fettsäuren, Alkohole sowie die Ester+Ketone mittels (...) GC-MS untersucht. Von den GC-MS-Messungen wurden die freien Säuren in Methyl ester und die freien Alkohole in TMS-Ether überführt. Zur Identifizierung der einzelnen Verbindungen wurden Massenspektren im Full-Scan-Modus über einen Massenbereich von 35-800 aufgenommen. Die Identifizierung von Verbindungen basiert auf dem Vergleich der Massenspektren und relativen Retentionszeiten mit Literaturdaten und teilweise auf dem Vergleich mit authentischen Standards. Zum Screening auf Biomarker wurden die Fraktionen der aliphatischen Kohlenwasserstoffe nach bekannten Methoden durch Aufzeichnung metastabiler Übergänge untersucht. Eine exakte Quantifizierung einzelner Komponenten wurde bislang nicht durchgeführt. Bei Bedarf sind detailliertere Angaben zu den verwendeten experimentellen Methoden verfügbar. Das Analysenverfahren wurde zunächst an Probe HS-DH /B (7,900-7,925 m) getestet. Einige dabei auftretende Probleme konnten dann bei der Untersuchung der beiden anderen Proben vermieden werden. Auf eine detaillierte Auswertung der Ergebnisse von Probe HS-DH /B (7,90-7,925 m) wurde verzichtet, es ist jedoch klar, daß keine signifikanten qualitativen Unterschiede zu den beiden anderen untersuchten Proben bestehen (HS-DH /B: 7,95-7,97 und HS-SP 04: 5,72-5,75 m)."

3.4.13. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

Stabile Isotope wurden vom Institut für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel (H. Erlenkeuser), dem Institut für Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen (M. Joachimski) und dem Centrum voor Isotopen Onderzoek der Rijksuniversiteit Groningen (J. van der Plicht) nach Standard-Methoden gemessen. Die Geräte in Kiel und Erlangen sind automatische CARBO Kiel/MAT 251 CO₂ Präparations- und Massenspektrometer-Systeme. Über das Groninger Gerät liegen mir keine Angaben vor.

Die Ergebnisse sind in der δ -Notation relativ zum PDB-Standard (Craig 1957) angegeben. Hierbei ist (analog für $\delta^{18}\text{O}$):

$$\delta^{13}\text{C} = [(R_{\text{Probe}} / R_{\text{Standard}}) - 1] \times 10^3 \quad \text{mit } R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}.$$

Die Standardabweichung der Meßreihen am Erlanger Gerät ist $< 0,07 \text{ ‰}$ für die $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen und $< 0,03 \text{ ‰}$ für die $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen. Zur Ermittlung der externen Reproduzierbarkeit wurde der Standard NBS 19 achtmal gemessen: die Differenz zum Sollwert betrug für $\delta^{18}\text{O} +0,01 \text{ ‰}$ bei $0,02 \text{ ‰}$ Standard-Abweichung, für $\delta^{13}\text{C} +0,01 \text{ ‰}$ bei $0,01 \text{ ‰}$ Standardabweichung.

Die Standardabweichung der in Kiel gemessenen Werte ist ähnlich.

3.4.13.1. Karbonatische Fraktion des Gesamtsediments

Die Messungen fanden in Erlangen für die Kerne HS-CB 05 und HS-SP 04 und in Kiel für die Kerne HS-PD /1 und die Kerne der Station HS-DH statt (Tab. 7, 8). Die frischen Proben wurden in 3 ml-Rollrandgläschen überführt, gefriergetrocknet, in der Kugelmühle analysenfein gemahlen und verschickt.

3.4.13.2. Benthische Foraminiferen

Die Isotopen-Untersuchungen konzentrierten sich auf rotaliide benthische Formen (Tab. 9). Nur gut erhaltene Gehäuse wurden ausgelesen und in Autoanalyser-Töpfchen mit spitz zulaufendem Boden überführt. Hierzu wurden die Töpfchen mit Methanol gefüllt, ein feiner Naturhaarpinsel mit Methanol angefeuchtet und die Gehäuse damit aufgenommen. Beim Eintauchen des Pinsel in die Flüssigkeit des Töpfchens sinken die Schalen von selbst ab.

Kriterien für gute Erhaltung waren: saubere äußere Schalenoberfläche, keine mechanische Beschädigung, keine Lösungsspuren. Die Probenmenge lag zwischen 20 μm und 600 μg .

In den Kammern der Foraminiferen befand sich mitunter karbonatisches Sediment. Um eine Verfälschung des Isotopensignals durch das Sediment zu vermeiden, wurden die ausgelesenen Gehäuse gemäß der folgenden Vorschrift (pers. Mitt. H. Erlenkeuser, Kiel) gereinigt:

- Das Gehäuse unter Methanol mit kleinen Pistill (Büroklammer) in größere Bruchstücke zerdrücken, aber nicht pulverisieren. Die Arbeit soll unter dem Binokular durchgeführt werden.
- Die Gehäuserümpfer unter Methanol je nach mechanischer Stabilität der Schalen 10 - 30 s ultraschallen, dabei aber nicht pulverisieren.
- Das Methanol mit dem darin dispergierten Feinkorn umgehend vorsichtig abgießen, weil das Feinkorn sich sonst wieder absetzen kann. Beim Kippen den Ausgußrand des Töpfchens an einen Glasstab oder die Becherglaswandung drücken, damit das Töpfchen sich nicht infolge der Oberflächenspannung im Schwall entleert und Schalentrümmer mitgerissen werden.
- Proben im Trockenschrank bei ca. 60°C trocknen.

3.4.13.3. Organische Fraktion (C_{org}) des Gesamtsediments

Das Centrum voor Isotopen Onderzoek der Rijksuniversiteit Groningen hat für mich Verhältnisse stabiler Kohlenstoff-Isotope in der organischen Fraktion des Gesamtsediments gemessen (Tab. 10, Kern HS-PD /1). Diese Analysen sollten die Messungen der stabilen Kohlenstoff-Isotope im Karbonat ergänzen und weitere Hinweise zur Herkunft des organischen Materials liefern, vor allem mögliche lokale Einflüsse auf die Isotopen-Zusammensetzung des Karbonats aufzeigen.

3.4.13.4. Saisonalität in Karbonatschalen ausgewählter Mollusken

Die Messungen zur Saisonalität der Isotopenwerte in Molluskenschalen fanden an der Universität Erlangen statt. Untersucht wurden Schalen von drei Arten: *Argopecten gibbus*,

Hydrobia bermudae und *Planorbis uliginosus*. Annähernd gleichgroße Stücke jeder Schale wurden hierzu entlang des gewählten Schalenprofils mit einer Präpariernadel herausgebrochen. Bei den kleinen *Planorbis* wurde pro Probenpunkt jeweils der komplette Windungsquerschnitt benutzt.

3.4.14. Altersdatierungen

3.4.14.1. Konventionelle ¹⁴C-Datierung

Das ¹⁴C-Labor des Instituts für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel führte konventionelle ¹⁴C-Altersdatierungen für mich durch. Bestimmt wurden Alter von Torfen aus den inshore waters (Tab. 2) und Alter ausgewählter Sediment-Fraktionen und Hartteile (Tab. 12). Beide Meßreihen sollten die zu Beginn meiner Arbeit vorliegenden, unpublizierten Meßreihen an gekernten Sedimenten aus den Bermuda inshore waters ergänzen. Die Proben wurden sorgfältig von äußerlichen Verunreinigungen befreit und gefriergetrocknet. Gemessen wurde mit einem Alpha-Zählrohr.

Alle angegebenen ¹⁴C-Alter wurden mit der konventionellen Halbwertszeit (Libby-Halbwertszeit) von 5570 a berechnet. Der für die Altersberechnungen verwendete Rezentwert wurde am internationalen "SRM 4990C Oxalic Acid ¹⁴C-Standard" bestimmt. Der angegebene Fehler geht auf die Statistik der Zählraten zurück. Das tatsächliche Alter liegt im Intervall $\pm 1\sigma$ (P = 68 %), $\pm 2\sigma$ (P = 95 %) oder $\pm 3\sigma$ (P = 99 %).

Die ¹⁴C-Alter habe ich nur bei den Basistorfen auf siderische Alter umgerechnet. Ich verende aber im Text allgemein die ¹⁴C-Daten, weil diese mit publizierten Datensätzen unmittelbar vergleichbar sind. Zudem fehlen bei den Torfdaten aus den amerikanischen Labors (Probennummern I-..., ML-...) die Angaben zum $\delta^{13}\text{C}$ -Wert. Dadurch entsteht bei den kalibrierten Altern ein möglicher zusätzlicher Fehler von ± 120 Jahren.

3.4.14.2. AMS-¹⁴C-Datierung

Torfproben, Muschelschalen und pflanzliche Makroreste in Sedimentkernen aus dem Harrington Sound wurden am Centrum voor Isotopen Onderzoek (Rijksuniversiteit Groningen) und in einem Vertragslabor der Beta Analytic Inc. (Miami) mittels ¹⁴C-AMS-Bestimmung datiert (Tab. 2, 12). Wegen eines fast halbjährigen Ausfalls der Groninger Anlage konnten die ursprünglich vorgesehenen Meßreihen an karbonatischen Mikrofossilien nicht mehr durchgeführt werden.

Vor dem Versand wurden die Proben sorgfältig von äußerlichen Verunreinigungen befreit, gefriergetrocknet, gewogen und in Rollrand-Schnappdeckelgläser verpackt.

4. ERGEBNISSE UND DISKUSSION

4.1. HOLOZÄNER MEERESSPIEGEL-ANSTIEG

4.1.1. Ursachen von Meeresspiegel-Schwankungen

Seit Suess (1900) wird zwischen eustatischen und isostatischen Schwankungen des Meeresspiegels unterschieden. Isostatische, relative Schwankungen gehen auf regionale Veränderungen im Gleichgewicht zwischen plastischer Asthenosphäre und darauf "schwimmender" Lithosphäre zurück, z.B. infolge veränderter Eis-Auflast auf den Kontinenten oder infolge veränderter Wasser-Auflast auf den Schelfen. Eustatische, absolute Schwankungen resultieren aus verändertem globalen Meerwasser-Volumen (z.B. Glazio-Eustasie) oder aus einer veränderten Gestalt der Ozeanbecken (z.B. Tektono-Eustasie), wobei der Meeresspiegel sich an Äquipotentialflächen der Erdanziehung anpaßt. Weil das Geoid definiert ist als Äquipotentialfläche im Meeresniveau, verändern eustatische Schwankungen zwangsläufig die Gestalt des Geoids.

Isostasie und Eustasie sind eng miteinander verknüpfte geodynamische Prozesse, die sich kaum unabhängig voneinander verstehen oder messen lassen (Fairbridge 1983). Im Süd-Indik und Süd-Pazifik gab es z.B. vor rund 5.000 yr BP offensichtlich einen Hochstand des Meeresspiegels wenige Meter über heutigem. Ein ähnlicher Hochstand ist im nördlichen Atlantik nicht belegt; hier scheint der "eustatische" Meeresspiegel den heutigen Stand erst in der Gegenwart erreicht zu haben. Peltier (1988) erklärte dieses Phänomen durch Veränderungen des Geoids während der Abtauphase:

Mit dem Abschmelzen der Eiskappen in der Nordhemisphäre stieg der Meeresspiegel weltweit glazieueustatisch an. In der Nordhemisphäre schmolzen die Inlandeise kräftiger ab als in der Antarktis. Dieses rasche Abschmelzen konnte durch die langsamer verlaufende Hebung der entlasteten Kruste nicht kompensiert werden. Die Äquipotentialflächen der Erdanziehung verschoben sich deshalb in der Antarktis nur wenig, sanken dagegen auf der Nordhemisphäre (vor allem in der Umrandung des Atlantik) mit dem schnell abschmelzenden Eis tiefer. Der Meeresspiegel folgte diesen Äquipotentialflächen annähernd und stieg in der S-Hemisphäre glazieueustatisch zunächst rascher an als in der N-Hemisphäre.

Nach dem Abschmelzen der nördlichen Eisschilde hob sich Kruste unter den ehemals eisbedeckten Flächen der Nordkontinente weiter isostatisch an, und die Äquipotentialflächen der Erdgravitation stiegen wieder. Weil das globale Eisvolumen zu diesem Zeitpunkt aber schon annähernd bis auf den heutigen Wert gesunken war, blieb das Wasservolumen der Weltmeere in der Folgezeit annähernd konstant. Damit der Meeresspiegel vor allem im Nordatlantik den sich hebenden Äquipotentialflächen folgen konnte, mußte deshalb Wasser aus den südlichen Ozeanen auf die Nordhalbkugel transferiert werden. Dies resultierte in absinkendem Meeresspiegel auf der Südhalbkugel und in ansteigendem Meeresspiegel auf der Nordhalbkugel.

Dies zeigt, daß die klassische, vereinfachende Unterscheidung zwischen isostatischen und eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen den tatsächlichen oder vermuteten Prozessen nicht gerecht wird. Globale isostatische Modelle (Walcott 1972, Clark et al. 1978) haben gezeigt, daß glazio-isostatische Bewegungen weltweit zu Unterschieden in der Höhe des Meeresspiegels beitragen, meist in Verbindung mit hydro-isostatischen Anpassungen auf den Schelfen. Diese Erkenntnis führte in den letzten beiden Dekaden zu einem Richtungswechsel in der quartären Meeresspiegel-Forschung: "The search for a eustatic sea level curve having global relevance has ended" (Kidson 1982: 121; vgl. hierzu auch Radtke 1989).

Die Anstrengungen konzentrierten sich nun stattdessen darauf, die lokalen Anstiegsgeschichten des holozänen Meeresspiegels weltweit so genau wie möglich zu erfassen, das Zusammenspiel der jeweils beteiligten Faktoren zu analysieren und interne von externen Steuerungen zu unterscheiden (Pirazzoli 1991 a, b). Gegenwärtig liegt eine Hauptaufgabe der Meeresspiegel-Forschung darin, die Voraussagen der rheologischen Modelle von Mantel und Lithosphäre zu testen, die in den letzten Jahren ständig an die erweiterte Datenbasis angepaßt worden sind. Ziel ist es, die rheologischen Modelle soweit zu verfeinern, daß verlässliche Prognosen für bestimmte Regionen und Zeitscheiben, auch für zukünftige, möglich sind (Pirazzoli 1991 a).

4.1.2. Bermuda-Kurve

Die Informationen zum holozänen Meeresspiegel-Anstieg in Bermuda beruhen auf ^{14}C -Datierungen von Torfen an der Basis der holozänen Schichtenfolge (Abb. 9, Tab. 2). Unmittelbar unter diesen Torfen liegen pleistozäner Ton oder zementierte pleistozäne Karbonate. In die Kurve sind Daten von Redfield (1967), Ashmore & Leatherman (1984) und A.C. Neumann (unveröff.) integriert. Im folgenden umreißt ich kurz die Entstehungsgeschichte der Torfbildungen. Eine detailliertere Darstellung folgt weiter unten.

4.1.2.1. Torfbildung

Die Basistorfe entstanden, als der holozäne Meeresspiegel über das Niveau von Senken des pleistozänen Reliefs anstieg. Weil in den permeablen pleistozänen Karbonaten Süßwasserlinsen auf dem ansteigenden Salzwasserspiegel schwammen, traten in den Senken der pleistozänen Landoberfläche zunächst die Süßwasserlinsen zutage und ließen Torfmarschen entstehen. Die Oberfläche dieser Süßwasserlinsen lag im Niveau des Meeresspiegels oder unwesentlich darüber. In der Devonshire Marsh, an der breitesten Stelle der heutigen Bermuda Inseln, liegt die Oberfläche der größten Süßwasserlinse heute weniger als 1 m über dem Niveau des Meeresspiegels (Abb. 10; pers. Mitt. A.C. Neumann). Die Oberflächen der postglazialen Süßwasserlinsen dürften ähnlich genau im Niveau des umgebenden Meeresspiegels gelegen haben.

Mit steigendem Meeresspiegel zogen sich die Torfmarschen an die Ränder der Senken zurück, während in den Senken Seen entstanden. Schließlich verbrackten die Seen, und die früheren Süßwasser-Marschen wurden durch Salzmarschen und Küstenmangrove abgelöst. Die Altersdaten von Torfen oberhalb -15 m stammen deshalb nicht mehr von Süßwassertorfen. Eine Korrektur der ^{14}C -Torfdaten ist hierfür nicht nötig, weil der datierte Kohlenstoff in jedem Fall aus Landpflanzen stammte.

4.1.2.2. Torfdaten

Vor 10.380 ± 70 ^{14}C -Jahren stand der Meeresspiegel in Bermuda bei ca. - 33m. Dies belegen Torfdaten und ^{14}C -AMS-Daten an Samen aus dem Devil's Hole Basin des Harrington Sound (Abb. 9, 11; Tab. 2). Wie die Ergebnisse der vorläufigen Kalibrierung der ^{14}C -Alter zeigen, wurden die tiefsten Senken der Bermuda Platform um 12.500 yr BP (siderisch) vom ansteigenden Grundwasserspiegel überflutet (Abb. 12).

Vor rund 18.000 ^{14}C -Jahren, während des Tiefstands der letzten Kaltzeit, lag der Meeresspiegel in Bermuda noch bei etwa -115 m (Fricke & Meischner 1985). In der Zeit zwischen diesen beiden Spiegelständen muß der Meeresspiegel durchschnittlich 11 mm/ ^{14}C -Jahr angestiegen sein. Das ist natürlich nur ein Näherungswert, weil die ^{14}C -Skala nicht linear ist.

Um 10.000 yr BP verlangsamte sich der Anstieg des Meeresspiegels. Die konstruierte Meeresspiegel-Kurve (Abb. 12) zeigt dies deutlicher als die Rohdaten (Abb. 9). Etwa ab 4.600 yr BP stieg der Meeresspiegel noch langsamer an.

Insgesamt belegen die Daten für Bermuda einen einsinnigen Anstieg des Meeresspiegels während der letzten 12.500 yr BP (siderisch) bzw. 10.400 yr BP (^{14}C) (Vollbrecht et al., in prep.).

Die beiden Mudde-Daten ("gyttja"; Abb. 9, Tab. 2) habe ich bei der Konstruktion der Kurve nicht berücksichtigt, weil sie durch Hartwasser-Effekte beeinflusst zu sein scheinen.

4.1.3. Vergleich der Kurven von Bermuda und Barbados

Die Meeresspiegel-Kurve von Barbados (Fairbanks 1989) ist eine wichtige Referenz-Kurve für paläozeanographische und paläoklimatische Untersuchungen, aber auch für Modellierungen (Eisenhauer et al. 1993, Peltier 1994). Sie beruht auf ^{14}C -Datierungen von Skeletten der Koralle *Acropora palmata*, die in karibischen Riffen im Riffdach wächst (Abb. 13). Datierungen an *A. palmata* sind in der Vergangenheit schon häufiger zur Rekonstruktion von Meeresspiegel-Veränderungen eingesetzt worden (vgl. Lighty et al. 1982). Die Besonderheiten beim Datensatz aus Barbados sind, daß die Kurve fast bis zum letzten glazialen Maximum bei 18.000 yr BP zurückreicht und die Korallen zusätzlich mit der U/Th-Methode datiert wurden (Bard et al. 1990). Die Korallen waren von Fairbanks (1989) vor der Südost-Küste von Barbados erbohrt worden.

Die Barbados-Kurve wird als im wesentlichen glazio-eustatische Kurve angesehen, d.h. als Anzeiger des Eisvolumens auf den Kontinenten während der postglazialen Abschmelzphase (Fairbanks 1989). Dasselbe wird seit langem für die Bermuda-Daten postuliert (Redfield 1967, Neumann 1971, Meischner et al. 1986). Beide Datenreihen sollten deshalb für einen gegebenen Zeitpunkt dieselbe Höhe des Meeresspiegels anzeigen, tun es aber nicht (Abb. 13, 14). Bei mindestens einer der Datenreihen müssen deshalb die jeweiligen Modell-Annahmen unzureichend sein. Das sind:

- Bermuda: Die Plattform ist tektonisch stabil. Die datierten Basistorfe sind im Niveau des damaligen Grundwasserspiegels (= Meeresspiegel) entstanden. Es gibt keine Altersverfälschung durch Kontamination mit älterem oder jüngerem Kohlenstoff.
- Barbados: Die Insel und ihre Umgebung heben sich konstant aus dem Meer. Die datierten Korallen liegen an ihrer ehemaligen Wuchsposition, knapp unterhalb des

damaligen Meeresspiegels. Es gibt keine Altersverfälschung durch Kontamination mit älterem oder jüngeren Kohlenstoff.

Fairbanks (1989) extrapolierte aus den Korallen-Daten einen Meeresspiegel von 121 ± 5 m für das ausgehende letzte Glazial (18.000 yr BP). Dies ist annähernd gleich mit dem für das kaltzeitliche Bermuda belegten Datum von - 115 m. Ausgangspunkt (ca. -115 m, ca. 18.000 yr BP) und Endpunkt (0 m, heute) beider Kurven stimmen überein, dazwischen liegen die Meeresspiegel-Daten von Bermuda z.T. deutlich über denen von Barbados (Abb. 13 - 15).

Die Datensätze aus Bermuda und Barbados überlappen sich um rund 4.000 yr BP. Sie bestehen jeweils aus diskreten Alter-Tiefe-Datenpunkten. Sollen aus den Daten kontinuierliche Meeresspiegel-Kurven konstruiert werden, müssen Annahmen des jeweiligen Modells mit in die Kurve eingehen. Bei realistischen, d.h. nicht durch äußere Einflüsse verfälschten Alter-Tiefe-Werten müssen die zu rekonstruierenden Meeresspiegel-Kurven folgenden Bedingungen genügen:

- Die Bermuda-Kurve müßte durch die Datenpunkte verlaufen. Die Torfe sind im Niveau des Meeresspiegels entstanden. Durch spätere Durchwurzelung von oben zeigen Torfe aber nicht selten zu junge Alter. Die Spiegelkurve sollte deshalb die Datenpunkte in Richtung auf höhere Alter hin einhüllen (Maximal-Alter).
- Die Barbados-Kurve muß zwingend oberhalb aller Datenpunkte verlaufen, weil *A. palmata* nur unterhalb des Meeresspiegels wachsen kann. Lighty et al. (1982) konstruieren ihre auf *palmata*-Datierungen von anderen karibischen Lokalitäten basierende Kurve völlig richtig auf eben diese Weise.

Die von Fairbanks (1989) publizierte Barbados-Kurve (Abb. 13) genügt dieser Bedingung nicht. Er zeichnete eine Regressionslinie durch alle Datenpunkte, auch die aus Lighty et al. (1982) übernommenen, und erhielt folgerichtig für die Gegenwart einen Meeresspiegel unter heutigem Niveau (Fairbanks 1989).

Um dies zu korrigieren, habe ich die Barbados-Kurve entlang der Tiefenachse bis auf Meeresspiegel_{heute} = 0 m

verschoben (Abb. 14). Sofort wird deutlich, daß die Bermuda-Kurve für die Zeit vor 6.500 yr BP klar oberhalb der Barbados-Kurve liegt. Die beiden Kurven differieren am stärksten bei etwa 10 kyr BP.

Der Unterschied zwischen den beiden Kurven kann als Zeitdifferenz Δt oder als Höhendifferenz Δh aufgefaßt werden:

$$\Delta h = h_{\text{Bermuda}} - h_{\text{Barbados}} = \text{max. } 32 \text{ m} \quad (\text{Abb. 15})$$

$$\Delta t = t_{\text{Bermuda}} - t_{\text{Barbados}} = \text{max. } 1.700 \text{ yr BP.}$$

Diese Differenzen treten selbst dann auf, wenn nur die Datenpunkte und nicht die Kurven verglichen werden. Keine Barbados-Probe plottet weniger als 6 m unterhalb einer gleichalten Bermuda-Probe. Für den Zeitpunkt 10.200 yr BP plotten die Barbados-Daten 26 m unterhalb gleichalten Bermuda-Daten.

Diese Diskrepanzen können mehrere Ursachen haben, die im folgenden diskutiert werden. Der analytische Fehler der ^{14}C -Bestimmung beträgt für Bermuda-Torfe $1\sigma = 120 \text{ yr}$, für Barbados-Korallen $1\sigma = 130 \text{ yr}$ und scheidet als Erklärung aus.

4.1.4. Mögliche Fehler der Bermuda-Kurve

Die Verjüngung des ^{14}C -Alters eines Torfs infolge späterer Durchwurzelung ist eine wahrscheinliche Fehlerquelle bei Torfdatierungen. Vermutlich geht die Streuung innerhalb der Bermuda-Datenreihe auf diese Ursache zurück. Im Diagramm (Abb. 13) würde sich dieser Effekt als eine Verschiebung parallel zur Altersachse und in Richtung auf jüngere Alter abbilden, d.h. die Datenpunkte näher an die Barbados-Kurve verschieben. Die Diskrepanz zwischen Barbados- und Bermuda-Daten kann nicht auf diesen Effekt zurückgehen.

Vertikalfehler, d.h. Fehler in der Tiefenangabe, könnten auftreten durch Kernverkürzung, Boden-Kompaktion, oder Karst-Kollaps. Die seismischen Profile erlauben aber eine recht gute Kontrolle der Höhenlage von Torfhorizonten. Kompaktion und Kollaps sollte die Datenpunkte ohnehin vertikal nach unten verschieben, nicht vertikal nach oben. Dies würde die Differenzen zur Barbados-Kurve daher nicht erklären.

Als weitere mögliche Fehlerquelle wäre der Eintrag von altem, pleistozänen Kohlenstoff in das datierte Torfmaterial denkbar. Manche Algen und Cyanobakterien können HCO_3^- anstelle von CO_2 aus dem umgebenden Wasser aufnehmen und assimilieren (Raven 1970, 1991). Über Reservoir-Effekte z.B. in kleinen Moorseen könnten diese Organismen radiometrisch inaktiven Kohlenstoff aus gelösten pleistozänen Karbonaten in die akkumulierte Torfsubstanz einbringen. Allerdings besteht der Torf nach den Ergebnissen kohlepetrographischer Untersuchungen (pers. Mitt. R. Littke, Jülich) zu mehr als 90 % aus terrestrischem Pflanzenmaterial.

Auch Huminsäuren aus pleistozänen Böden könnten theoretisch in die Torfe migriert sein und fossilen Kohlenstoff zugeführt haben. Separate ^{14}C -Datierungen der faserigen Fraktion und der "Humat"-Fraktion an einigen holozänen Torfen aus dem Harrington Sound ergeben allerdings keine systematischen Altersdifferenzen zwischen den Fraktionen. Auch die ^{14}C -AMS-Datierung von Samen und gröberen Fasern aus zwei Basistorfen (HS-DH /B, HS-SP 04; Tab. 2, Abb. 9) lieferte keine Anhaltspunkte für ein zu hohes Alter der Feinfraktion der Torfe. Um ein 1.700 Jahre höheres Alter zu verursachen, hätten 19 % radiometrisch toter Kohlenstoff aus pleistozänen Karbonaten in die Torfsubstanz inkorporiert werden müssen. Das erscheint aber nach den oben genannten Ergebnissen unrealistisch.

Und schließlich bestätigten auch die GC-MS-Untersuchungen an Basistorfen, daß aquatische Pflanzen bei der Torfbildung keine Rolle gespielt haben (Abb. 16, Tab. 6):

"Die in den beiden untersuchten Proben auftretenden Lipidverteilungen weisen insgesamt auf eine überwiegende Herkunft des organischen Materials aus höheren Pflanzen hin. Allerdings gibt es daneben einen kleineren, jedoch signifikanten bakteriellen Beitrag zum organischen Material sowie eine gewisse damit verbundene mikrobielle Überarbeitung des pflanzlichen Materials. Dagegen liefern die Lipidmuster keine klaren Hinweise auf einen signifikanten Beitrag von Algen zum untersuchten organischen Material. Zwischen den beiden untersuchten Proben bestehen keine sehr ausgeprägten Unterschiede in den nachgewiesenen Lipidmustern " (H. Wilkes, unveröff. Bericht).

Dies deckt sich mit den wenigen mir bekannten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von Torfen (Abb. 17, Tab. 2), die alle in dem für Landpflanzen typischen Bereich liegen. Altersverfälschungen durch fluviatilen Eintrag fossilen partikulären Kohlenstoffs, die z.B. aus Skandinavien bekannt sind (Olsson 1986 b), spielen in Bermuda ohnehin keine Rolle. Eine ausführliche Diskussion von Fehlermöglichkeiten bei der ^{14}C -Datierung findet sich bei (Olsson 1991).

Eine der Grundannahmen des Bermuda-Modells ist die Kopplung der Torfbildung an den Meeresspiegel. Wenn aber hängende Grundwasserspiegel (z.B. Grundwasserstau an fossilen Böden) beteiligt gewesen wären, hätten möglicherweise Torfe deutlich über dem Meeresspiegel-Niveau entstehen können. Dagegen sprechen aber das Fehlen sowohl von (1) hochliegenden Torfmarschen auf den heutigen Inseln als auch von (2) Torfen, die zwischen 18 und 10,6 kyr alt sind. Wenn Torfbildung an hängenden Grundwasserspiegeln möglich war, warum hätten sich Torfe dann nicht schon bei noch tieferem Meeresspiegel in der Zeit vor 10,6 ky BP bilden können?

Schließlich könnte auch die Annahme falsch sein, Bermuda sei während der Abschmelzens der kontinentalen Inlandeise tektonisch weitgehend stabil gewesen. Allerdings hätte Bermuda dann zwischen 10 kyr BP und 9 kyr BP mit Raten von bis zu 18 mm/yr absinken müssen (Abb. 15). Obwohl das Argument der möglichen Instabilität sicherlich am schwersten wiegt, sind Bewegungen dieser Größenordnung für einen landfernen seamount niedriger geographischer Breite kaum vorstellbar.

4.1.5. Mögliche Fehler der Barbados-Kurve

Tektonische Instabilität ist auch eine der möglichen Fehlerquellen des Modells Barbados, hier aber im Sinne einer variierenden Hebungsrate. Ausgehend von der Höhenlage pleistozäner Riffterrassen errechnete Fairbanks (1989) für Barbados eine langfristige durchschnittliche Hebungsrate von 0,34 m/kyr. Kurzfristig könnte die Hebungsrate aber durchaus deutlich höher oder niedriger gewesen sein. Um die Diskrepanzen zwischen den beiden Spiegelkurven zu erklären, hätte sich aber Barbados mit ähnlich hohen Raten bewegen müssen wie oben für Bermuda genannt. Auch hier erscheinen die notwendigen Hebungsbeträge sehr hoch.

Eine Verwechslung von groben allochthonem Korallenschutt mit ebenso grobem in-situ-Riffgerüst erscheint bei Bohrkern-Material durchaus denkbar. Ein Hinweis auf derartige Umlagerung könnten die Wechsel zwischen *palmata*-Lagen und Lagen mit anderen Korallen sein, die Fairbanks (1989) dokumentiert. Die Ostküste von Barbados ist die Luv-Seite der Insel und liegt ganzjährig in einer starken Brandung, die durch den Nordost-Passat hervorgerufen wird. Infolge Brechung erreichen die Wellenstrahlen auch die Südküste von Barbados. Umlagerung von Korallen-Skeletten in tiefere Rifffteile gehört hier vermutlich zur Norm, erst recht bei großen Stürmen. In manchen Aufschlüssen an Land gibt es klare Anzeichen von hangabwärtigem Transport von *palmata*-Ästen, seewärts in gullies oder landwärts in tieferes back reef. Auch bestehen die "Riffgerüste" der pleistozänen Riffe an Land tatsächlich nicht selten aus gerundetem *palmata*-Schutt. Datierungen hangabwärts umgelagerter Korallen würden einen zu tiefen Meeresspiegel anzeigen.

Acropora palmata könnte ihr Habitat während des postglazialen Meeresspiegel-Anstiegs tiefer in das fore reef hinunter ausgedehnt haben als heute. Möglicherweise konnte sich

A. palmata gegenüber den derzeit dort dominierenden Kopfkorallen und ästigen Korallen dann behaupten, wenn sie als geschlossenes Dickicht z.B. eines ehemaligen reef "crests" hinter dem rasch ansteigenden Meeresspiegel zurückblieb. Dies könnte für transgressive Riffe charakteristisch sein.

Keine der drei möglichen Fehlergrößen beim Barbados-Modell (variierende Bewegung des Untergrundes, Schutt, tieferes Habitat) ist auszuschließen. Änderungen im Habitat vom *A. palmata* scheinen in diesem Zusammenhang am wenigsten wichtig. Hieraus resultierende Fehler in der Barbados-Kurve dürften durch die Auswirkungen des Riffschutt-Transports in tieferes Wasser deutlich übertroffen werden. Das mögliche vertikale Ausmaß derartiger Umlagerung ist schwer abzuschätzen. Werte um 15 m erscheinen plausibel, allerdings kaum für den gesamten Datensatz aus Barbados.

4.1.6. Folgerungen

Fehler eines oder beider Meeresspiegel-Modelle verursachen die Diskrepanzen zwischen den Kurven von Barbados und Bermuda. Keines der Modelle läßt sich aber anhand der vorliegenden Daten gänzlich verwerfen. Die jeweils kritischsten Punkte scheinen die angenommene konstante Hebung von Barbados und die angenommene tektonische Stabilität von Bermuda zu sein. In beiden Fällen sind aber die beobachteten Diskrepanzen nur durch unwahrscheinliche Hebungs- oder Subsidenzraten zu erklären. Selbst wenn sich beide Lokalitäten in exakt unterschiedlichem Sinn bewegt haben sollten, müßten vertikale Bewegungen von bis zu 10 mm/yr stattgefunden haben.

Was ist also für die unterschiedlichen Meeresspiegellhöhen vor 6.500 yr BP verantwortlich? Vermutlich eine Kombination aus (1) nicht erkannten isostatischen Ausgleichsbewegungen und (2) Umstellungen in plattentektonischen Kräftegleichgewichten, ausgelöst durch die Massenverlagerung von ehemaligen Eiskappen in die Ozeane. Das auf einem Akkretionskeil über einer abtauchenden Platte liegende Barbados sollte hierauf wesentlich empfindlicher reagieren als der inmitten einer Platte liegende Bermuda Seamount.

Fairbanks (1989: 637) schreibt hierzu: "*Possible drawbacks of selecting Barbados include: (1) the assumption that the late Quaternary mean uplift of Barbados is without significant uplift or subsidence; (2) the dipstick model of using oceanic islands to measure net ocean sea level changes may be too simple or may not apply to Barbados because it is situated on top of an accretionary prism between two oceanic plates.*" Diese Einschätzung ist sicher richtig.

Andererseits liegt Bermuda deutlich näher an der Zone des collapsing forebulge (Clark et al. 1978), die durch besonders kräftige Subsidenz in der Abtauphase gekennzeichnet ist, und könnte theoretisch stärker von den Bewegungen beim Kollaps des forebulge beeinflusst worden sein als bisher gedacht. Globale isostatische Modelle (Tushingham & Peltier 1991) legen aber nahe, daß gerade in diesem Fall der Meeresspiegel-Anstieg in Bermuda dem von Barbados stets hätte hinterhereilen müssen. Barbados hätte dann früher als Bermuda einen hohen postglazialen Meeresspiegel anzeigen müssen, nicht später.

Nach Lee umgelagerter Schutt von *Acropora palmata* ist vermutlich ein weiterer wichtiger Grund für Tiefenfehler in den Daten von Barbados. Verschiebungen im Habitat von *Acropora palmata* haben, wenn überhaupt, vermutlich nur zu einem geringen Teil zu den beobachteten Diskrepanzen beigetragen. Insgesamt scheint die Bermuda-Kurve die

zuverlässigere der beiden glazio-eustatischen Kurven zu sein. Der Meeresspiegel-Anstieg im frühen Postglazial, d.h. vor 10,6 kyr BP, muß demnach noch deutlich rascher abgelaufen sein als bisher angenommen. Entsprechend wird auch das Maximum der Anstiegsraten bei der Bermuda-Kurve mehr als 1.000 ¹⁴C-Jahre früher als bei der Barbados-Kurve erreicht.

Belege für die von Blanchon & Shaw (1995) postulierten katastrophalen Meeresspiegel-Anstiege während des Postglazials liefert die Bermuda-Kurve nicht.

Die Eignung der Korallendaten von Barbados zur ¹⁴C-Kalibrierung (Bard et al. 1990) wird durch Höhenfehler in der Barbados-Kurve nicht beeinflusst, weil ¹⁴C-Alter und U/Th-Alter jeweils an derselben Probe bestimmt wurden. Selbst wenn eine Koralle tiefer als Meeresspiegel-Niveau liegt, ändert sich am Verhältnis U/Th zu ¹⁴C nichts.

4.2. DAS POSTGLAZIAL IM HARRINGTON SOUND

Die postglaziale Abfolge im Harrington Sound Basin ist besser belegt als die anderer inshore waters. Sie wird deshalb im folgenden detailliert beschrieben und mit den postglazialen Abfolgen der übrigen inshore waters verglichen. Die Fazies werden in stratigraphischer Reihenfolge beschrieben und durch repräsentative Ausschnitte aus den Sedimentkernen dokumentiert (Taf. 1 - 8). Die Sedimentationsraten sind in der Einheit Bubnoff (1 Bubnoff = 1 mm/kyr) angegeben. Sofern nicht ausdrücklich anders bezeichnet, beziehen sich die Sedimentationsraten auf ¹⁴C-Jahre.

4.2.1. Lithologie

4.2.1.1. Ton

Petrographie. -- Diese älteste postglaziale lithologische Einheit vermittelt zwischen dem Pleistozän und dem Holozän. Sie besteht aus Ton von oliver bis grauer Farbe, der selten bläulich, aber niemals rot ist. Der Ton ist meist karbonatfrei, nur zuunterst stellenweise schwach karbonatisch. Er ist zäh und häufig durchwurzelt; die Wurzelröhren sind offen oder noch mit Wurzelresten gefüllt (Taf. 1 oben). Kleine Ton-Konkretionen können lagenweise auftreten.

Fossilien. -- Pollen und Sporen von Landpflanzen sind in den wenigen untersuchten Proben aus dem Kern HS-SP 04 (Abb. 96) nicht häufig. Zysten von Dinoflagellaten und fraglichen Hystrichosphären dominieren, daneben tritt zersetztes Pflanzenmaterial auf. Pollen und Sporen korrespondieren interessanterweise nicht mit der einheimischen terrestrischen Flora des heutigen Bermuda (pers. Mitt. S. R. Herwitz, Worcester, USA).

Vorkommen. -- Diese lithologische Einheit liegt an der Basis der holozänen Abfolge. Der Tonhorizont kleidet ein älteres Relief aus, das vermutlich infolge intensiver Karbonatlösung entstanden ist (Abb. 18; s. unten). In den tiefen Becken ist der Tonhorizont bis > 1 m mächtig, auf Hochlagen des präholozänen Reliefs und vor Flatt's Inlet dagegen fehlt er normalerweise. Die durchschnittliche Mächtigkeit liegt bei rund 30 cm. Am S-Fuß des Middle Ridge enthält der Ton umgelagertes Material.

Interpretation. -- Diese Einheit ist der pleistozäne Boden. Je höher der Boden liegt, desto jüngere Anteile enthält er, denn die in tiefen Senken gelegene Böden wurden während der

postglazialen Transgression zuerst überflutet. Ich bezeichne hier den Kontakt zwischen Boden und überlagerndem Torf (oder Sediment) als Grenze Pleistozän/Holozän. Strenggenommen ist diese Grenzfläche diachron, d.h. die ältesten Torfe sind noch pleistozän, die jüngsten Böden schon holozän. Ein einziger Tonhorizont kann Böden mehrerer pleistozänen Kaltzeiten umfassen (Taf. 1 unten).

Das Material der kaltzeitlichen, tonigen Böden Bermudas stammt überwiegend aus windverfrachtetem Staub (Bricker & Prospero 1969). Der jüngste pleistozäne Boden hat sich im Anschluß an das Isotopenstadium 5a akkumuliert, d.h. über einen Zeitraum von ca. 70.000 Jahren vor Beginn des Holozän. Aus den angetroffenen Mächtigkeiten errechnen sich Ablagerungsraten zwischen 0 und 17 Bubnoff, im Mittel rund 4 Bubnoff. Dieser Wert liegt in derselben Größenordnung wie die Ablagerungsraten von äolischem Staub in kaltzeitlichen Eiskappen (Petit et al. 1990) und in pelagischen Systemen (Seibold & Berger 1982).

Zwar ist die Pollenüberlieferung in dem pollenanalytisch untersuchten Boden im Kern HS-SP 04 eher spärlich. Interessant ist aber die fehlende Übereinstimmung mit der heutigen terrestrischen Flora. Herwitz (1992) argumentierte, daß einige der dominanten subtropischen Floren-Elemente des heutigen Bermuda nahe ihrer ökologischen Toleranzschwelle leben. Kritisch für diese Arten seien offenbar neben den relativ niedrigen Wintertemperaturen vor allem die gelegentlich auftretenden Fröste. Geringfügig niedrigere glaziale Temperaturen als heute hätten viele der subtropischen Spezies verschwinden lassen und eine eher für gemäßigte Breiten charakteristische kaltzeitliche Landpflanzen-Gemeinschaft bedingt.

4.2.1.2. Torf und Torfmudde des Süßwassers ("sedge peat")

Petrographie. -- Die Torfe sind meist stark zersetzt (Humustorf), fast immer karbonatfrei, und im ausgetrockneten Zustand schwarz. Im frischen Zustand dunkelbraun oder rotbraun, dunkelt das Material bei Luftzutritt sehr rasch nach. Unzersetzte Torfe bleiben auch nach Austrocknung faserig, zersetzte Torfe und Torfmudden dagegen zerfallen bei Austrocknung in krümelige bis scherbige Stücke.

Der botanisch analysierte Humustorf im Kern HS-SP 04 (Abb. 96) besteht zu fast 99 % aus feinkörnigen, unbestimmbaren organischen Resten (pers. Mitt. W. Grüger, Göttingen). Größere faserige Reste sind selten, kleinere Wurzelreste und/oder Reste von Seggen (Radizellen-Torf, Seggen-Torf) häufiger. Stellenweise sind auch kleinere Samen erhalten; einige wurden mit ¹⁴C-AMS datiert (Tab. 2, Abb. 11). Ältere botanische Analysen (Arthur Cohe) gekernter Torfe aus dem Harrington Sound und dem benachbarten Mangrove Lake (pers. Mitt. A.C. Neumann, Chapel Hill, USA) wiesen auf Beiträge von Gräsern, Seggen, Palmen, Sägegras (*Mariscus*) und Myrte (Tab. 2).

Starke Zersetzung ist typisch für kalkhaltige Niedermoore (Grosse-Brauckmann 1990). Sie macht bei der Kernbeschreibung die Unterscheidung der Torftypen häufig unmöglich. Selbst Torfe und Torfmudden sind makroskopisch kaum unterscheidbar. Ich fasse deshalb in der Dokumentation (Abb. 54 - 130) sedimentäre Torfmudden und sedimentäre Torfe zusammen. Die Begriffe "sedge peat" und "freshwater peat" haben in der Dokumentation die gleiche Bedeutung.

In den kontinuierlichen Abfolgen der meisten Beckenkerne können sich im höheren Teil der torfigen Horizonte hellere, karbonatreichere Lagen einschalten (Taf. 7 f, g). Nach

oben enden die torfigen Lagen mit einem Übergang (Taf. 7 f, "Lower Peat") oder mit einer relativ scharfen Grenze (Taf. 7g, "Upper Peat").

Vorkommen. -- Außer auf Hochlagen der präholozänen Topographie sind Süßwasser-Torfe und torfige Mudden fast überall an der Basis der holozänen Schichtenfolge verbreitet (Abb. 54 - 130). Mit einer Ausnahme (HS-CD 02, Abb. 71) ist unter den Torfen der pleistozäne Boden erhalten (Taf. 7 e, i). Torfe, die höher als -10 m liegen, sind in marin beeinflussten Küstenmarschen oder unter Mangrove entstanden; sie werden weiter unten beschrieben. In den tiefsten Becken sind Süßwasser-Torfe relativ geringmächtig (Devil's Hole, Patton's Basin, Hall's Island, Abb. 117, 119, 126). Sie werden hier durch z. T. mehrere Meter mächtige Ablagerungen offener Teiche und Seen überdeckt. Am Rand der Tiefs sind die Torfe mächtiger und etwas weniger kompaktiert als im Zentrum. Einige Beckenkerne zeigen zwei torfige Horizonte, die durch Seekreide getrennt werden (Taf. 7 f, Abb. 75, 118, 119).

Interpretation: Die Torfe sind in anmoorigen Senken und Niedermooren entstanden. Der mit dem Meeresspiegel steigende Grundwasser-Spiegel führte zunächst an einzelnen Stellen, später im ganzen Becken zur Bildung flacher Moorseen. Hierin lagerten sich Torfmudden ab, während an den Rändern Torfe weiterwuchsen (Abb. 19). Die höchsten Abschnitte der zersetzten "Süßwasser-Torfe" der Becken sind meist Torfmudden. Sie werden in den seismischen Profilen und den Darstellungen der Sediment-Kerne mit den Torfen zusammengefaßt.

In den seismischen Profilen ist in der als Süßwasser-Torf interpretierten seismischen Fazies gebietsweise ein starker Reflektor zu erkennen (Abb. 20). Ich interpretiere diesen Reflektor als Seekreide-Horizont, eingeschaltet in Torfe und torfige Mudden (Abb. 118 - 127).

Bei gleichbleibendem Seespiegel läßt Torfwachstum einen See verlanden. Das torfige Ufer baut sich vor, und im Profil überlagert Torf limnisches Sediment. Steigt der Seespiegel aber und schafft zusätzlichen Raum (= accomodation), wie im Falle der Bermuda inshore waters, ist das Verhältnis zwischen der Rate des Torfwachstums und der Rate des Spiegelanstiegs die entscheidende Größe. Steigt der Seespiegel schneller als sich Torf akkumulieren kann, transgrediert der See die alte Uferlinie. Wächst der Torf dagegen schneller, als der Seespiegel steigt, baut sich das Ufer in den See vor. Im Falle Bermudas hing der Seespiegel-Anstieg unmittelbar mit dem Anstieg des Meeresspiegels zusammen.

Die häufig vorhandene Zweiteilung der Süßwasser-Torfe läßt sich auf zwei Weisen erklären:

(1) Der eingeschaltete Seekreide-Horizont war nicht beckenweit synchron, sondern ging zurück auf zufällige Verschiebungen der Uferlinie in unterschiedlichen Teilbecken des Harrington Sound Basin. Ursache waren lokale Veränderungen im Verhältnis von Torf-Aufwuchs zu Seespiegel-Anstieg.

(2) Bei generell zunehmender Akkomodation durch raschen Seespiegel-Anstieg drängte der See die Torfgemeinschaften aus den Becken zurück, und limnische Sedimentation setzte zunächst beckenweit ein. Dann aber nahm die Anstiegsrate des Seespiegels zeitweilig ab, so daß das torfproduzierende System noch einmal beckenweit synchron progredieren konnte. Der Meeresspiegel begann dann wieder rascher zu steigen, die Torfmarschen wurden erneut überflutet und endgültig zurückgedrängt.

Welche der beiden Erklärungen zutrifft, läßt sich anhand der Daten nicht entscheiden. Hierzu wären weitere Datierungen der unterschiedlichen torfigen Horizonte an mehreren Stellen des Harrington Sound Basin nötig. Innerhalb der holozänen Torfe oder Torfmudden gibt es keinerlei Hinweise auf subaerische Exposition oder erosive Aufarbeitung. Ein zeitweiliges Absinken des Meeresspiegels/Seespiegels während dieser Phase der holozänen Transgressionen ist deshalb für Bermuda praktisch auszuschließen.

Nach ¹⁴C-Daten (Tab. 12) setzte im Devil's Hole die Ablagerung torfigen Materials kurz nach 10.350 yr BP erstmals aus (Top "Lower Peat"), kurz nach 9.930 yr BP dann endgültig (Top "Upper Peat"). Zumindest im Devil's Hole ist demnach ein regressives Signal, nämlich der obere Torfhorizont, mit dem Ende der Jüngeren Dryas korreliert (Abb. 75).

Weil die Torfe und Torfmudden in den Becken durch überlagernde Sedimente kompaktiert sind, sind die tatsächlichen Aufwuchs- oder Ablagerungsraten des torfigen Materials nur ungenau zu ermitteln. Im Devil's Hole errechnen sich für den unteren Torfhorizont (kompaktierte Mächtigkeit) rund 1.000 Bubnoff. Geht man von einer Kompaktion des Torf um vielleicht 70 % aus (Grosse-Brauckmann 1990) und korrigiert für die Kompaktion, erhält man einen Wert um 3.300 Bubnoff.

4.2.1.3. *Planorbis*-Seekreide

Petrographie. -- Das Sediment ist calcitischer Silt mit > 90 Gew.-% Karbonat. Wechselnd geringe Gehalte organischer Substanz verursachen eine undeutliche hell-dunkel-Schichtung im mm- bis cm-Bereich. Die dunklen Lagen enthalten mehr organisches Material (Taf. 7 d). Die Farbe ist hellgelb bis hellbräunlich grau, z.T. rosa-stichig. Die Seekreide besteht aus zerbrochenen calcitischen Krusten, dünnen Röhren oder isolierten Kristallen (Taf. 13 a - f). Wie Abdrücke von Blatt-Epidermis auf der Unterseite mancher Krusten belegen (Taf. 13 c), sind einige Calcit-Krusten epiphytisch auf größeren submersen Makrophyten oder eingeschwemmten Blättern von Landpflanzen ausgefällt worden. Manche Calcit-Kristalle zeigen Lösungsspuren. Unter der *Planorbis*-Seekreide liegt oft der holozäne Basistorf. Die Grenze ist scharf oder fließend. Dünne Lagen von Torfmudde können in die Seekreide eingeschaltet sein. Erhaltene Makroreste von Landpflanzen sind selten (Taf. 7 d).

Fossilien: Zweier Arten von kleinen Schnecken lieferten die karbonatischen Hartteile der Grobfraktion:

Planorbis uliginosus (Taf. 9 f, g),
Hydrobia bermudae (Taf. 9 e), seltener.

Klappen von Süßwasser-Ostracoden sind die häufigsten Schalenreste:

Candona cf. *annae* (Taf. 12 g, h),
Cypris subglobosa,
Physocyprina affinis (Taf. 12 e, f) oder *P. pustulosa*,
indet. Süßwasser-Cypriden.

Größere holzige Reste höherer Pflanzen fehlen oder sind an eingeschaltete Lagen von Torfmudde gebunden. Lediglich im Kern HS-PB 02 (Abb. 87) aus dem Patton's Basin fand sich ein zentimetergroßes, nicht inkohltes und nicht kompaktiertes Stück einer Monocotyle

(Taf. 7 d), mit erhaltenen Parenchymzellen, Faserzellen, Siebplatten und Spiral-Tracheiden.

Im Kern HS-HI 02 (Abb. 77) sind Oogonien von *Chara vulgaris* häufig, sonst selten. Diatomeen fehlen oder sind nicht erhalten.

Vorkommen. -- Diese Fazies ist auf das Nord- und Süd-Becken des Harrington Sound beschränkt; sie fehlt auf Hochlagen des pleistozänen Untergrundes. Im Beckentiefsten von Devil's Hole und Patton's Basin ist die *Planorbis*-Seekreide bis 2,2 m mächtig, in der Einbruchsstruktur des Hall's Island Basin sogar knapp 4 m. Zu den Rändern der Tiefs hin nimmt die Mächtigkeit rasch ab (Abb. 75, 77, 87; 114 - 130). Örtlich wechsellagert *Planorbis*-Seekreide mit Torfmudde, z.B. im Kern HS-CB 01 (Abb. 66). In den seismischen Profilen ist die *Planorbis*-Seekreide nicht von der darüberliegenden *Hydrobia*-Kalkmudde zu unterscheiden.

Interpretation. -- *Planorbis*-Seekreide ist ein limnisches Sediment, abgelagert in wenige Meter tiefen Hartwasser-Seen mit dichtem Phytal. Die calcitischen Röhrchen sind Bruchstücke calcifizierter Zellwände von Charophyten (Borowitzka 1989). Im Habitus ähneln diese bioinduzierten Fällungsprodukte aus der *Planorbis*-Seekreide rezemem Vergleichsmaterial aus oligotrophen Seen Ostdeutschlands (leg. J. Reitner, Göttingen). *Chara vulgaris* lebt nur in alkalischen Gewässern, wo sie in wenig bewegtem Wasser große Bestände bilden kann. Nach García (1994) bevorzugt diese kosmopolitische Grünalge Wassertiefen unter 5 m, kann aber auch noch in 10 m Wassertiefe existieren. Gegenüber Schwankungen von Temperatur und Salinität ist sie relativ tolerant. Die auftretenden Ostracoden sprechen aber für Süßwasser mit allenfalls sehr geringem Salzgehalt (Keyser 1976; pers. Mitt. Carol Schöning & Dietmar Keyser, Hamburg).

Am Rand der Seen im Harrington Sound Basin bestanden Torfmarschen. In Ufernähe, zwischen landwärtiger Marsch und beckenwärtigem Seekreide-Gürtel, wurden torfige Mudden abgelagert (Abb. 19).

Charophyten unterhalten normalerweise große Populationen von Epiphyten, z.B. Diatomeen, die wiederum von kleinen Tieren, z.B. Schnecken und Ostracoden, gefressen werden. Auch die Charophyten selbst werden intensiv u.a. von Schnecken beweidet (García 1994). Das Fehlen von Diatomeen-Schalen in der *Planorbis*-Seekreide kann nur bedeuten, daß biogener Opal im alkalischen Wasser der Seen vermutlich schon am Seeboden gelöst wurde. Die hohe Karbonat-Alkalinität war bedingt durch die Zufuhr gelösten Karbonats aus den pleistozänen Karbonaten der Umgebung. Die Anlösung mancher Calcit-Kristalle könnte auf aszendente Porenwässer aus unterlagernden Torfen, auf bakterielle Veratmung organischer Substanz im Sediment oder auf Karbonat-Untersättigung in oder unter Algen-Cyanobakterien-Matten zurückgehen. Auch die Zusammensetzung der in den Seekreiden enthaltenen Kohlenhydrate macht eine relativ starke Beteiligung von Bakterien wahrscheinlich (pers. Mitt. J. Reitner, Göttingen).

Sedimentationsraten sind schwer zu ermitteln, weil die ¹⁴C-Alter auch der organischen Fraktion stark durch Hartwasser-Effekte beeinflusst sind. Für die Seekreide im eng datierten Kern HS-DH /B errechnet sich aus den Altersdaten von unterlagerndem Torf und überlagernden Laminiten eine Sedimentationsrate von ca. 450 Bubnoff. Demnach verbergen sich in den annähernd 1 cm mächtigen hell-dunkel-couplets der *Planorbis*-Seekreide des Devil's Hole sedimentäre Rhythmen von durchschnittlich 22 Jahren pro couplet, eine einigermaßen konstante Sedimentationsrate über den

gesamten Seekreide-Abschnitt vorausgesetzt. Dies ist aber nicht mehr als eine grobe Schätzung. Die *Planorbis*-Seekreide entstand im Harrington Sound zwischen 10.300 yr BP und 8.000 yr BP. Nur im Hall's Island Basin wurde sie während des gesamten genannten Zeitraums abgelagert.

4.2.1.4. *Hydrobia*-Kalkmudde

Petrographie. -- Diese Fazies besteht aus muddigem Karbonatsilt bis Kalkmudde, zusammengesetzt aus Niedrig-Mg-Calcit und, im höheren Abschnitt, wenigen Prozent Aragonit (Abb. 21). Das Sediment ist grau oder graubraun, seltener gelblich grau. Nach oben nimmt der Gehalt an organischer Substanz meist deutlich zu; das Sediment ist dann dunkelbraun. Hell-dunkel-Feinschichtung ist üblich (Taf. 7 a, c). Dünne Lagen oder Laminae von Torfmudde sind nicht selten (Taf. 7 c). *Hydrobia*-Mudde überlagert *Planorbis*-Seekreide und/oder Süßwasser-Torf. In den tiefsten Becken geht die *Hydrobia*-Mudde nach oben in Laminit-Fazies über (Taf. 5 a-b, 8 b). In flacheren Beckenteilen schließen sich nach oben bioturbate marine Sedimente an, meist mit scharfer Grenze (Taf. 8 a).

Fossilien. -- Die Schnecke *Hydrobia bermudae* ist typisch für diese Fazies und kann sehr häufig bis massenhaft auftreten (Taf. 7 a, 8 b). Das Fehlen von *Planorbis uliginosus* in der *Hydrobia*-Mudde war für mich bei der Kernbeschreibung das wesentliche Kriterium zur Abgrenzung zwischen *Hydrobia*-Mudde und *Planorbis*-Seekreide. Geochemische Untersuchungen haben später gezeigt, daß eine Unterscheidung zwischen den beiden Fazies trotz der teilweise ähnlichen petrographischen Zusammensetzung gerechtfertigt ist.

Ostracoden bleiben häufig; das Artenspektrum ändert sich zumindest im unteren Abschnitt dieser Einheit nur wenig:

Candona cf. *annae* (Taf. 12 g-h),
Cypridopsis? sp. (Larve),
Cypris subglobosa (Larve),
Mungava? sp. (Larve),
Physocyprina affinis (Taf. 12 e-f) oder *P. pustulosa*,
indet. Süßwasser-Cypriden.

Diatomeen sind nur im höchsten Abschnitt durch einige kleine Fragmente dokumentiert. Größere Reste von Landpflanzen fehlen.

Vorkommen. -- Ähnlich wie die *Planorbis*-Seekreide tritt die *Hydrobia*-Fazies nur im Nord- und Süd-Becken des Harrington Sound und nicht auf Hochlagen des pleistozänen Untergrundes auf. Sie ist weiter verbreitet als die *Planorbis*-Seekreide, wird aber selten mächtiger als wenige Dezimeter.

Interpretation: Die *Hydrobia*-Mudde schließt die limnische Phase des Harrington Sound ab (Abb. 22). *Hydrobia*-Mudde wurde in Seen mit dichtem Phytal und zumindest initial hoher Alkalinität abgelagert. Die Wassertiefe im Ablagerungsraum betrug maximal 15 m (Devil's Hole Basin), lag aber meist bei ≤ 10 m. Anfangs war die Salinität vermutlich noch gering (max. 3 ‰ nach Ostracoden), später stieg sie an. Belege für den Anstieg der Salinität noch innerhalb der *Hydrobia*-Fazies kommen vor allem aus der Zusammensetzung der stabilen Isotope.

Der steigende Grundwasserspiegel hatte die ursprünglich voneinander isolierten kleineren Seen im Harrington Sound Basin jetzt zu einem großen, nahezu zweigeteilten See zusammenwachsen lassen (Abb. 23, 24). Am Rand des Sees bestanden Torfmarschen. Diatomeen wurden überwiegend schon am Seeboden gelöst. Das Artenspektrum der Ostracoden signalisiert Wassertemperaturen über 25°C (pers. Mitt. C. Schöning & D. Keyser, Hamburg). Dies könnte auf eine winterliche Ruhephase der Ostracoden-Gemeinschaft hindeuten.

Die ansteigende Salinität ging auf das allmähliche Eindringen von Meerwasser in den See zurück. Als Folge dieser Verbrackung sanken Alkalinität und pH-Wert ab, und der organische Anteil im Sediment nahm zu. Der sinkende pH-Wert ließ erstmals die Erhaltung von Diatomeen zu (Abb. 25). Der kleine Anteil von Aragonit im Sediment ging vermutlich auf das teilweise massenhafte Auftreten von *Hydrobia bermudae* zurück, weniger auf die beginnende chemische Umstellung des Wasserkörpers.

Mangels Datierungen läßt sich der Ablagerungszeitraum nicht näher eingrenzen. Nach 9.000 yr BP etablierte sich die *Hydrobia*-Fazies nahezu beckenweit, existierte aber nur bis wenig später als 8.000 yr BP. Diese großflächige Ausbreitung der *Hydrobia*-Fazies hing sicher mit der ansteigenden Salinität zusammen, der *Planorbis* zum Opfer fiel, die euryhaline *Hydrobia* aber nicht.

Die *Hydrobia*-Fazies muß stellenweise aber schon früher bestanden haben, z.B. in Teilen des South Basin (Abb. 92, 93, 94, 96). Warum das so war, ist nicht eindeutig zu beantworten. Es könnte sein, daß sich in der Nähe dieser Stationen gute Wegsamkeiten (Passagen, Höhlen?) im verkarsteten pleistozänen Untergrund befunden haben. Meerwasser konnte dort eventuell im Gezeitenrhythmus weit in die damals im Harrington Sound bestehende Süßwasser-Linse vordringen und lokal im See an Salzwasser-Quellen austreten. Derartige Wegsamkeiten bestehen noch heute und tragen erheblich zum gesamten Gezeitaustausch bei. Sollte diese Annahme zutreffen, muß der Wasseraustausch durch die Wegsamkeiten gering genug gewesen sein, um eine rasche Verbrackung des gesamten Beckens zu vermeiden. Es könnte aber auch sein, daß die Verbreitung von *Planorbis* (*Hydrobia* ist euryhalin und tritt in beiden Fazies auf) nicht allein durch die Salinität kontrolliert wurde, sondern auch durch bestimmte Ansprüche der Art an das Substrat (Sediment, Phyten). Die Wassertiefe spielte als begrenzender Faktor vermutlich keine Rolle.

Die Sedimentationsraten dürften ähnlich hoch gewesen sein wie in der *Planorbis*-Seekreide, während der beckenweiten Verbrackungsphase möglicherweise sogar etwas höher.

Die *Hydrobia*-Kalkmudde ist eine Übergangsfazies. Sie spiegelt den beginnenden Zerfall der zuvor im Gebiet des Harrington bestehenden Süßwasserlinse wider. Primäre Ursache hierfür war der Anstieg des Meeresspiegels. Abgesehen von den oben diskutierten möglichen lokalen Vorläufern betraf die Verbrackung alle damals überfluteten Teile des Harrington Sound ± synchron, weil nur noch ein einziger großer See existierte.

Der endgültige Umschwung von der *Hydrobia*-Mudde zu den überlagernden Fazies (Laminite in den Tiefs, organische Mudden in flacheren Gebieten) begann, als die Süßwasserlinse soweit angehoben und verkleinert war, daß Meerwasser von unten und seitlich in das Becken eindringen konnte. Selbst dann dürften die Salinitäten in

durchmischten flachen Teilen des Wasserkörpers erst ganz allmählich bis auf 15 ‰ angestiegen sein.

4.2.1.5. Laminite

Petrographie. -- In der Laminit-Fazies treten zwei petrographische Endglieder auf. Typ 1 ist eine sehr enge und ziemlich regelmäßige Wechsellagerung von Laminae aus weißlich-gelbem Karbonatsilt ("Seekreide") und schwarzer organischer Mudde (Taf. 5 a-f). Vor allem im unteren Teil der Laminit-Folge bestehen die hellen Laminae fast vollständig aus subhedralen bis euhedralen, oft gleichkörnigen Calcit-Kristallen von Siltgröße (Taf. 5 e-f, 13 g-i). Zum Rand hin zeigen die Kristalle oft zunehmend besser entwickelte Kristallflächen, während das Zentrum porös und aus winzigen Kristallkeimen zusammengesetzt erscheint (Taf. 5 f, 13 g-h). Typ 2 besteht aus Kalkmudde mit eng- oder weitständiger, sehr regelmäßiger hell-dunkel-Lamination (braun bis olivbraun); zuoberst sind außerdem ca. 15 weißliche Laminae aus Coccolithen eingeschaltet (Taf. 4 a-f).

Einzelne geringmächtige Horizonte innerhalb der Laminitfolge sind undeutlich laminiert oder strukturlos (Abb. 75). Schrägschichtung tritt in den Laminiten sehr selten auf (Taf. 4 a-b).

Im Devil's Hole ist die Entwicklung am vollständigsten; dort geht Typ 1 nach oben in Typ 2 über (im Kern HS-DH /B zwischen 5,80-5,50 m; Abb. 75). Die Laminite gehen ohne allzu scharfe Grenze aus der *Hydrobia*-Mudde hervor (Taf. 5 a-b, 8 b). Nach oben schließen sich mit abnehmender Wassertiefe an: (1) ein Übergang in marine Becken-Karbonate (Taf. 5 a-b), (2) ein Übergang in brackische Mudden (Kern HS-SP 03, Abb. 95), oder (3) scharf abgegrenzt marine Karbonate des etwas flacheren Wassers (Taf. 8 b).

Fossilien. -- Weil die Laminite im Devil's Hole Basin besonders mächtig und vielgestaltig sind (Abb. 75, s. unten), bezieht sich die folgende Beschreibung vor allem auf die dort angetroffene Abfolge. Zwei Typen von Laminit lassen sich unterscheiden.

Die hellen Laminae des Typs 1 enthalten vereinzelt Schalen der Schnecke *Hydrobia bermudae*. Ostracoden sind in manchen hellen Lagen häufig.

Diatomeen-Schalen sind an der Basis der Laminit-Folge relativ häufig (Abb. 25), aber stark korrodiert (Taf. 9 c-d). Die Ähnlichkeit mit einer publizierten graduellen Lösungsserie (Battarbee 1988: fig. 6e) legt nahe, daß es sich um Reste von *Cyclotella* handelt. Weiter nach oben nimmt die Zahl der Diatomeen-Reste zunächst rasch ab, dann allmählich wieder zu (Abb. 25). Neben *Cyclotella?* treten in im Kern HS-DH /B (Abb. 75) in den Laminiten des Typs 1 die folgenden Diatomeen-Gruppen auf :

- unterhalb 5,86 m Kerntiefe

Amphora sp.,
Aulacoseira sp.,
Cocconeis placentula,
Hantzschia sp.,
Navicula americana,
Nitzschia fonticola,
Pinnularia viridis,

- oberhalb 5,68 m Kerntiefe

Oestrupia powelli,
Thalassiotrix frauenfeldi,
indet. Fragmente.

Im Kern HS-DH /B (Abb. 75) treten bei 5,60 m erstmals Dinoflagellaten-Zysten häufiger auf (*Polysphaeridium*); ≥ 30 cm tiefer fehlen sie praktisch völlig. Oberhalb 5,60 m wird die Lamination zunehmend der des Typs 2 ähnlicher.

In den Laminiten des Typs 2 finden sich mit

Brachidontes sp.
Isognomon alatus

erstmalig einzelne Schalenbruchstücke von Muscheln. Ein Bruchstück von *Brachidontes*, das sich rund 10 cm über den tiefsten Muschelresten fand, lieferte ein unkorrigiertes ^{14}C -AMS-Alter von 7.280 ± 60 yr BP (Tab. 12).

Ostracoden sind in Laminiten des Typs 2 nicht selten. Folgende Gruppen wurden im Kern HS-DH /B (Abb. 75) gefunden:

Aglaiocypris sp. (Larve), im unteren Abschnitt,
Bairdia sp., im oberen Abschnitt,
Loxocorniculum sp.,
Neocaudites sp. (Larve),
Puriana rugipunctata (Larve), im unteren Abschnitt,
Xestoleberis cf. *punctata*,
Xestoleberis sp. A,
indet. Süßwasser-Cypriden, im unteren Abschnitt.

Bei den insgesamt nicht sehr häufigen Diatomeen überwiegen brackisch bis marine Flachwasserformen:

Biddulphia pulchella (Taf. 11 e, g),
Cocconeis disculoides,
Diploneis weissflogii, im unteren Abschnitt,
Diploneis sp., im oberen Abschnitt (Taf. 11 f, h),
Grammatophora oceanica, im unteren Abschnitt,
aff. *Mastogloia*, im mittleren Abschnitt,
Navicula marina,
Oestrupia powelli, im unteren Abschnitt,
Paralia sulcata, die weitaus häufigste Art (Taf. 11 a-b, d),
Surirella fastuosa (Taf. 11 c),
Trachyneis sp., im unteren Abschnitt,
Triceratium favus var. *quadrata* (Taf. 11 l-n),
einzelne indet. Spezies.

Die Bestimmung und ökologische Interpretation der in der Laminit-Fazies auftretenden Diatomeen ist noch nicht abgeschlossen. Im Kern HS-DH /B werden Dinozysten von *Polysphaeridium* von 5,60 m zu 5,20 m Kerntiefe viel zahlreicher. Die weißlichen Laminae im höchsten Teil der Laminit-Fazies bestehen praktisch monospezifisch aus Coccolithen und Coccosphären von *Gephyrocapsa oceanica* (Taf. 4 c, 9 a-b). An

keiner anderen Stelle der holozänen Abfolge in den Bermuda inshore waters spielen Coccolithen eine so große Rolle.

Vorkommen. -- Die Laminit-Fazies war beschränkt auf die tiefsten Teile des damaligen Wasserkörpers: Patton's Deep und Church Basin (North Basin), Devil's Hole (South Basin). Die maximalen Mächtigkeiten liegen im South Basin bei 220 cm, im North Basin dagegen bei nur 30 cm (Abb. 22). Lateral keilt die Laminit-Fazies rasch aus oder verzahnt sich mit dunkler Feindetritusmudde (Abb. 128). Laminite des Typs 2 treten nur im South Basin auf. Im Devil's Hole Basin liegen mehr als 1150 hell-dunkel-couplets der Typen 1 und 2 vor (Abb. 26), im Patton's Deep nur rund 250 couplets des Typs 1.

Interpretation: Die Laminit-Fazies entstand unter dysaeroben bis anaeroben Bedingungen am Boden der tiefen Becken. Das Porenwasser war anoxisch. Die Salinität stieg über den gesamten Ablagerungszeitraum generell an, konnte aber kurzfristig stärker schwanken. Die detaillierte Rekonstruktion der Salinitäts-Entwicklung, unter anderem durch den Vergleich planktischer und benthischer Diatomeenreste aus derselben Schicht, ist langwierig und noch nicht abgeschlossen.

Wie das Arten-Spektrum von Ostracoden und Diatomeen aber schon jetzt zeigt, sind die Laminite des Typs 1 unter oligohalinen bis mesohalinen Bedingungen entstanden. Diatomeen deuten auf ein flaches, eutrophes Süßwasser-Milieu, ebenso manche Ostracoden. Gerade bei den z.T. recht kleinen Diatomeen könnte aber auch die Umlagerung aus flacheren Gebieten eine Rolle spielen. Die Eutrophierung nach dem eher oligotrophen *Planorbis*-Intervall hängt möglicherweise mit dem stärker eindringenden Meerwasser zusammen, dem halophobe Arten unter Wasser und am Ufer des Sees zunehmend zum Opfer gefallen sein müssen. Dadurch gelangten in dieser Phase vermutlich erhöhte Mengen totes organisches Material in den See und, nach der Remineralisation, als Nährstoffe in den Wasserkörper.

Ob die Calcit-Kristalle in den hellen Laminit-Lagen des Typs 1 in der freien Wassersäule oder in Algen-Bakterien-Matten am Boden ausgefällt worden sind, ist bislang nicht klar. Erhöhte Alkalinität und Temperatur waren sicher die Auslöser der Kalkfällung. Mit der relativ hohen Alkalinität ging die schlechte Erhaltung der Diatomeen einher. Die hellen Lagen sind sehr wahrscheinlich im Sommer entstanden.

Ostracoden und vor allem Diatomeen zeigen im Kern HS-DH /B zwischen 5,86 - 5,68 m den ersten kräftigen marinen Einfluß. Hier traten erstmals typisch ästuarine Formen auf. Auch die häufige Dinozyste *Polysphaeridium* ist charakteristisch für Ästuare. Nach oben verstärkte sich der marine Einfluß. Die Laminite des Typs 2 sind unter mesohalinem bis marinem Wasserkörper entstanden. Unter den Ostracoden waren jetzt auch Taxa, die auf Mangrove-Detritus leben.

Zwei Prozesse haben offenbar bei der Bildung der Laminite entscheidend zusammengewirkt: Unterschichtung durch Meerwasser und Eutrophierung. Durch Unterschichtung mit Meerwasser entstanden in den Tiefs zumindest zeitweilig meromiktische Bedingungen. Selbst wenn die erhöhte Salzkonzentration und damit auch das Monimolimnion gelegentlich abgebaut worden sein sollten, dürfte das eutrophe Gewässer infolge der starken Produktion in der Wassersäule weiterhin sauerstoffarme Bedingungen im Profundal aufgewiesen haben. In der Frühphase der Laminit-Ablagerung, charakterisiert durch Laminite vom Typ 1, scheinen episodisch poikilaerobe Bedingungen (im Sinne von Oschmann 1991) geherrscht zu haben: bei kurzfristigem Anstieg des

Sauerstoffgehalts im Bodenwasser breiteten sich opportunistische Ostracoden-Spezies individuenreich auf dem Boden des Devil's Hole Basin aus. Denkbar wäre, daß solche kurzfristigen Belüftungsereignisse durch episodische winterliche Holomixis oder erhöhte fröhsommerliche O₂-Produktion in benthischen Algen-Cyanobakterien-Matten hervorgerufen wurden.

Aus ¹⁴C-Daten sind Sedimentationsraten für die Laminite schwierig zu ermitteln. Unkorrigierte ¹⁴C-Alter (Tab. 12) begrenzen den Zeitraum der Laminit-Ablagerung auf nach 9.210 ± 50 yr BP bis deutlich vor 6.420 ± 60 yr BP.

Zuverlässigere Abschätzungen der Sedimentationsrate sind aus der Warvenzählung unter der Annahme möglich, daß ein couplet einem (Kalender-)Jahr entspricht (Abb. 26). Demnach stieg die durchschnittliche Sedimentationsrate von rund 1.000 Bubnoff im unteren Teil (im wesentlichen Laminite des Typs 1) auf etwa 2.450 Bubnoff im oberen Teil der Laminit-Fazies an. Auf ¹⁴C-Jahre umgerechnet, wären die Sedimentationsraten rund 5-10 % höher als angegeben. Die Ursache der mit zunehmender Salinität ansteigenden Sedimentationsrate war vermutlich verstärkte biogene Karbonatproduktion.

Die Coccolithen-Lagen im höchsten Teil der Laminit-Fazies (Taf. 4 c) sind ungewöhnlich, weil *Gephyrocapsa oceanica* bevorzugt pelagisch, in 0 - 150 m Wassertiefe lebt. Sie gehört nicht zu den Arten, die für sehr küstennahe Gebiete charakteristisch sind (Siesser & Haq 1987) und wird z.B. im Golf von Mexico zu dessen Mündung hin häufiger (Pierce & Hart 1979). Im heutigen Harrington Sound z.B. dominieren Dinoflagellaten die saisonalen Blüten. Im Herbst können auch Diatomeen häufig sein (Odebrecht 1981, von Bodungen et al. 1982). *Gephyrocapsa oceanica* bevorzugt aber offenbar nährstoffreiche Gewässer wie z.B. Auftriebsgebiete und erreicht ihre größte Häufigkeit bei Salinitäten um 35,5 ‰ (pers. Mitt. M. Cepek, Univ. Bremen). Ihr Auftreten gegen Ende der Laminit-Sedimentation zeigt an, daß zu jener Zeit annähernd vollmarine Salinitäten im Harrington Sound erreicht waren.

Ähnlich wie in der *Planorbis*-Seekreide verbergen sich in den Laminiten hochfrequente Rhythmen mit solarmagnetischen Frequenzen (s. unten).

4.2.1.6. Torf der Küstenmarsch, dunkle Feindetritusmudde

Petrographie. -- Diese Einheit ist das marin beeinflusste Äquivalent zu Süßwasser-Torf und -Mudde. Wie bei diesen habe ich auch bei den marin geprägten Bildungen sedimentäre Torfe nicht von sedimentären Mudden abgegrenzt, wenn es nicht schon bei der Kernbeschreibung evident war. Dies geschah nicht zuletzt deshalb, weil das torfige Material in vielen Kernen nur noch ausgetrocknet und nicht mehr im Verband vorlag.

Zu dieser lithologischen Einheit gehören:

(1) Torf, rötlichbraun, an der Luft rasch nachdunkelnd zu schwarz, karbonatfrei, je nach Zersetzungsgrad mit deutlichen Makroresten (z.T. Mangrove-Torf) oder unstrukturiert-feinkörnig;

(2) Feindetritusmudde, dunkelbraun bis schwarz, undeutlich laminiert oder strukturlos, in mächtigeren Paketen nach oben zunehmend heller und kalkig (Taf. 6 b).

Nach oben geht die Feindetritusmudde meist in *Anodontia*-Mudde über. Im Kern HS-SP 03 (Abb. 95) schaltet sich zwischen Feindetritusmudde und überlagernde *Anodontia*-Mudde eine Lage aus Lebermudde ein.

Fossilien. -- In der Feindetritusmudde fehlen größere Schalenreste, abgesehen von seltenen Bruchstücken von Ostracoden. Feine torfige Reste können auftreten. Im höchsten Teil der Feindetritusmudde erscheinen mit *Ammonia beccarii* (Taf. 10 m) und, seltener, *Elphidium sp.* erstmals Foraminiferen. In der Lebermudde im Kern HS-SP 03 (Abb. 95) ist die Schnecke *Batillaria minima* nicht selten.

Vorkommen: Küstenmarsch-Torf bildete sich in geschützten Buchten und Senken oberhalb etwa - 15 m heutiger Wassertiefe. Dunkle Feindetritusmudden lagerten sich in größerer Mächtigkeit nur im Pattons's Basin und am Rand des Devil's Hole Basin ab, meist unterhalb - 20 m heutiger Wassertiefe (Abb. 86 - 88, 121, 130). Beckenwärts der Feindetritusmudde schloß sich die Laminit-Fazies an.

Interpretation: Küstenmarsch-Torf entstand entlang flacher, mangrovebestandener Ufer, nachdem der See in das mesohalin-polyhaline Stadium eingetreten war. Im Mixolimnion des brackischen Gewässers lagerte sich Feindetritusmudde ab, im Monimolimnion die oben beschriebenen Laminite. Älterer Süßwassertorf wurde mit dem steigendem Meeresspiegel vermutlich an den Rändern des Sees überflutet und im Litoral aufgearbeitet.

Die Bildung der Küstenmarsch-Torfe hält in flachen Buchten und Senken des Harrington Sound bis heute an. Die Sedimentationsraten der Feindetritusmudde waren geringer als die der Laminite. Sie sind wegen fehlender Altersdaten aber nicht näher einzugrenzen.

4.2.1.7. *Anodontia*-Kalkmudde

Petrographie. -- Diese Fazies besteht aus brauner Kalkmudde, die nach oben oft sukzessiv heller und stärker karbonatisch wird. Die basalen Abschnitte der *Anodontia*-Mudde sind nicht selten dunkler als die höchsten Teile der unterlagernden Feindetritusmudde (Taf. 6 b). Das Sediment ist undeutlich geschichtet und mäßig durchwühlt. Die Untergrenze der *Anodontia*-Fazies ist nicht immer scharf; nach oben gibt es meist einen fließenden Übergang zu marinem Karbonatsilt.

Fossilien. -- Namengebend für diese Fazies ist die Muschel *Anodontia philippiana*, die meist doppelklappig und in Lebensstellung erhalten ist (Taf. 6 b). Ostracoden und Foraminiferen sind insgesamt selten; sie wurden nicht näher untersucht. Die Foraminiferen *Ammonia beccarii* und *Elphidium sagrum* (Taf. 10 e-g) treten auf.

Vorkommen. -- Diese Fazies erscheint nur in der Peripherie der tiefen Becken (Patton's Basin, Devil's Hole Basin), fehlt aber im Zentrum des Devil's Hole Basin. Sie dürfte deshalb zusammen mit der unterlagernden dunklen Feindetritusmudde das zeitliche Äquivalent der Laminit-Folge im zentralen Devil's Hole Basin sein. Die *Anodontia*-Mudde ist selten mächtiger als > 0,5 m.

Interpretation. -- Die *Anodontia*-Mudde sedimentierte im Profundal bis Litoral eines eutrophen, polyhalinen Gewässers, dessen Salzgehalt allmählich auf marine Werte anstieg. Die Ablagerungs-Wassertiefe betrug maximal ca. 10 m.

Anodontia philippiana lebt 40 - 80 cm tief im Sediment vergraben. Rezent bewohnt sie O₂-armen, H₂S-reichen Karbonatschlick (Obrochta & Paisley 1970). Obwohl *Anodontia*

namengebend für die Fazies ist, hat die Art im Harrington Sound vermutlich erst am Ende, oder unmittelbar nach, der Ablagerung der *Anodontia*-Mudde Fuß gefaßt und die Mudde besiedelt. Die Schalen sind sicherlich deutlich jünger als die sie umgebende Mudde, was natürlich die Abgrenzung dieser Einheit von der unterlagernden Feindetritusmudde in Frage stellt. Örtlich gibt es aber auch Hinweise auf mindestens zwei Besiedlungs-Ereignisse, von denen das ältere möglicherweise noch während der Mudde-Sedimentation stattfand (Kern HS-PB 02; Abb. 87). Von unten nach oben geht in der *Anodontia*-Mudde außerdem der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment besonders stark zurück, was zu einem deutlichen Wechsel in der Farbe führt. Schließlich zeigt sich an der Untergrenze der *Anodontia*-Fazies nicht selten ein scharfer Farbwechsel, der nicht in unmittelbarer Beziehung zu den Grabgängen steht (Taf. 6 b). Ich grenze deshalb die *Anodontia*-Mudde trotz mancher Ähnlichkeiten als eigene Fazies von der unterlagernden Feindetritus-Mudde ab.

Die Sedimentationsraten waren in der *Anodontia*-Mudde etwas niedriger als in den etwa zeitgleich abgelagerten jüngsten Laminiten des zentralen Devil's Hole Basin. Am Ende dieses Zeitabschnitts, d.h. um 6.500 yr BP oder wenig früher, waren eingeschränkt marine Bedingungen im gesamten Wasserkörper des damaligen Harrington Sound erreicht.

4.2.1.8. *Chama-Brachidontes-Vermicularia*-Fazies

Material. -- Diese Fazies ist petrographisch vielfältig. Das Sediment besteht aus Karbonatsilt oder Karbonatsand, ist örtlich muddig, meist schillreich, und von grünlicher oder bräunlicher Farbe (Taf. 8 a). Die Untergrenze zu den darunterliegenden brackischen oder limnischen Sedimenten ist meist scharf, manchmal bioturbat überprägt. Stellenweise ist Sediment aus der unterlagernden Einheit eingearbeitet. Nach oben schließen sich marine Fazies an, meistens *Argopecten*- oder *Chama*-Fazies.

Vorkommen. -- Mit dieser Fazies setzten stellenweise die marinen Karbonate ein. Sie ist im North Basin und auf der flachen Plattform im NW-Teil des Harrington Sound verbreitet, fehlt aber in den tiefsten Becken. Die Mächtigkeit liegt meist unter 10 - 20 cm.

Fossilinhalt. -- Das Spektrum der auftretenden Arten ist sehr variabel, beschränkt sich aber auf im wesentlichen marine Formen. Regelmäßig treten die Muscheln

Brachidontes domingensis,
Chama congregata,
Chama macerophylla

sowie die Schnecke *Vermicularia spirata* auf. Selten kommen alle namengebenden Arten gemeinsam vor. Die Schnecke *Hydrobia bermudae* ist gelegentlich vorhanden, kann aber auch durch Bioturbation umgelagert sein. Lokal tritt auch *Batillaria minima* auf (Tab. 3).

Interpretation. -- Die Fazies entstand im Litoral bis flachen Sublitoral in wenigen Metern Wassertiefe und repräsentiert die marine Pionierbesiedlung flacherer Teile des Beckens. Der polyhaline bis marine Wasserkörper unterstützte ein relativ reiches Bodenleben.

Es fällt auf, daß die für diese Fazies namengebenden Arten mindestens im adulten Stadium fixosessil sind. Heinrich (1983) vermutete, daß die stellenweise häufigen *Chama macerophylla* als Larven auf den calcitischen Exoskeletten lebender Characeen siedelten, die adulten Tiere aber dann allmählich zu schwer wurden, herunterbrachen und bald

darauf infolge Nahrungsmangel starben. Dagegen spricht, daß gerade die hier auftretenden *Chama* größer waren als jene Exemplare, die später in der *Oculina*-Fazies an Korallenästen angeheftet lebten. Ich vermute deshalb, daß Characeen zu jener Zeit infolge der hohen Salinität bereits abgestorben waren und allenfalls noch ein totes Geflecht von Exoskeletten bildeten, das u. a. durch die fixosessilen Muscheln und Schnecken besiedelt wurde.

Diese Fazies setzte vermutlich ein, während im Devil's Hole Basin die jüngsten Laminite oder die nach oben anschließenden 10 - 20 cm wenig bioturbaten Karbonat-Schlicks abgelagert wurden. Später bildete sie sich auch bei der Transgression der flachen Gebiete im westlichen Harrington Sound.

4.2.1.9. *Chama-Argopecten*-Karbonatsand

Petrographie. -- Diese Fazies umfaßt zwei unterschiedliche Lithologien: (1) Karbonatsand, gelblich grau und z.T. rotstichig, (2) Karbonatsilt, sandig, grünlich grau oder oliv. Die Schichtung ist immer undeutlich. Je nach Position am Hang schließen sich nach oben unterschiedliche marine Fazies an. Die *Chama-Argopecten*-Fazies geht häufig aus der *Chama-Brachidontes-Vermicularia*-Fazies hervor, kann aber auch andere Fazies incl. des pleistozänen Bodens unmittelbar überlagern.

Fossilien. -- Im Gegensatz zur *Chama-Brachidontes-Vermicularia*-Fazies ist die Diversität der Mollusken gering. Nur *Chama macerophylla* und *Argopecten gibbus* sind stellenweise häufig (Taf. 8 a). In der sandigen Subfazies, die Heinrich (1983) als "Argopectensand-Fazies" bezeichnete, liegt *Argopecten* oft nur als feiner Bruchschill vor.

Vorkommen. -- Die sandige Subfazies ist am Middle Ridge besonders weit verbreitet. Auch vor Common Land Point und bei Hall's Island tritt sie auf. Sie liegt heute in 10 - 18 m Wassertiefe und wird meist meist überlagert von *Oculina*-Fazies. Die siltige Subfazies tritt unterhalb 18 m heutiger Wassertiefe im Church Basin und vor Shark Hole auf (HS-CB 01, HS-CD 02; Abb. 66, 71).

Interpretation. -- Die sandige Subfazies ist als Randfazies unter flachmarinen Bedingungen entstanden. Der Ablagerungsraum (flaches und flachstes Sublitoral) war wellenexponiert, die Umlagerung beträchtlich. Die Sedimentationsrate war niedrig.

Beckenwärts der sandigen Subfazies, in geringfügig größerer Wassertiefe, schloß sich die siltige Subfazies an. Sie enthält deutlich weniger zerbrochene *Argopecten*-Schalen als die sandige Subfazies. Beide Subfazies waren wegen ihrer ufernahen Flachwasserposition möglicherweise mit Beständen von aquatischen Makrophyten assoziiert ("phytal" in der Dokumentation der Kerne).

4.2.1.10. *Argopecten*-Karbonatsilt

Petrographie. -- Die *Argopecten*-Fazies besteht aus bioturbatem Karbonatsilt von oliver bis grauer Farbe, gelegentlich mit undeutlicher Schichtung. Kotpillen sind stellenweise ein Hauptbestandteil des Sediments (Taf. 13 j). Der Karbonatgehalt liegt bei 70 - 90 Gew.-%. Im Kern HS-DH /B besteht das Gesamtkarbonat je zur Hälfte aus Aragonit und Niedrig-Mg-Calcit (Abb. 21, 75). Die Gehalte an organischem Kohlenstoff sind, verglichen mit den unterlagernden Sedimenten, niedrig und sinken nach oben von < 10 Gew.-% auf < 5 Gew.-% weiter ab.

Fossilien: Bei den Mollusken spielen nur zwei Arten eine Rolle:

Argopecten gibbus, häufig,
Anodontia philippiana, meist selten.

Ihre Schalen liegen entweder verstreut und sind z.T. noch doppelklappig, oder sie sind in Lagen angereichert und teilweise ineinandergestapelt (Taf. 2 e-f). Andere Muscheln wie z.B. *Anomalocardia* sp. sind nur lokal vertreten (Tab. 3). Stacheln des Seeigels *Lytechinus variegatus* sind Akzessorien.

Foraminiferen sind mäßig häufig; zu den dominanten Arten zählen:

Ammonia beccarii, im unteren Abschnitt,
E. poeyanum, häufig (Taf. 10 a-d),
Elphidium sagrum, häufig (Taf. 10 e-g),
Lobatula lobatula, im oberen Abschnitt (Taf. 10 h, i).

Ostracoden sind im Kern HS-DH /B (Abb. 75) in dieser Fazies ebenfalls recht häufig:

Bairdia sp., nur im untersten Abschnitt
Cyprideis beaveni,
Cytherura sp.,
Limnocythere cf. *floridana*, nur im unteren Abschnitt,
Loxocorniculum sp.,
Megacythere sp., nur im untersten Abschnitt,
Neocaudites sp. (Taf. 12 i),
Puriana rugipunctata (Larve)(Taf. 12 a-b),
Xestoleberis sp. A;
Xestoleberis sp. B;
Xestoleberis cf. *punctata*.

Diatomeen sind im Kern HS-DH /B mit einer artenreichen marinen Flachwasser-Vergesellschaftung vertreten:

Amphora sp.,
Biddulphia pulchella (Taf. 11 e, g),
Campylodiscus sp. (Taf. 11 p, r-s),
Cocconeis disculoides,
Diploneis sp. (Taf. 11 f, h),
Navicula sp.,
Odontella sp.,
Oestrupia powelli,
Paralia sulcata, dominant (Taf. 11 a-b, d)
Psammodiscus sp.,
Surirella fastuosa (Taf. 11 c),
Trachyneis sp.,
Triceratium favus (Taf. 11 l-n).

Die Zahl der Klappen nimmt nach oben im Kern HS-DH /B zunächst deutlich zu (Abb. 25). Nach oben gehen aber vor allem bei pennaten Formen Diversität und Individuenzahl wieder zurück.

Vorkommen. -- Diese Fazies ist in den tiefen Becken verbreitet, wo sie an der Basis der marinen Karbonatsilt-Folge liegt (Abb. 66 - 103). In den Tiefs von Patton's Basin und Devil's Hole Basin ist dies die mächtigste marine Fazies.

Interpretation. -- Die Sedimente der *Arcopsis*-Fazies wurden unter marinen oder polyhalinen Bedingungen in Wassertiefen von 14 - 20 m abgelagert. Unstimmigkeiten gibt es bei der Milieu-Interpretation von Ostracoden und Diatomeen, weil die Ostracoden offenbar niedrigere Salinitäten anzeigen als die Diatomeen.

Im Devil's Hole Basin bestand diese Fazies über rund 4000 ¹⁴C-Jahre. Die Sedimentationsrate lag bei durchschnittlich 630 Bubnoff. Der Eintrag von organischem Detritus auf den Lagunenboden und ins Sediment nahm mit der Zeit ab. Zumindest für den unteren Teil dieser Fazies zeigt die Zusammensetzung der Diatomeen-Flora ein flachmarines Milieu mit Makrophyten an (pers. Mitt. H. de Wolf, Groningen). Der Rückgang der Diatomeen am Ende dieses Intervalls könnte erstes Anzeichen einer sich allmählich (episodisch?) etablierenden Sommer-Thermokline und eines damit zusammenhängendem Sauerstoff-Mangels im tieferen Becken sein.

Wie schon Waller (1973) feststellt, ist das Auftreten von *Argopecten gibbus* in flachen inshore waters ungewöhnlich. Entlang der nordamerikanischen Küste lebt *A. gibbus* nur in offen marinen Gewässern zwischen 9 und 370 m Wassertiefe, während Lagunen und Buchten von *A. irradians* und *A. nucleus* besiedelt werden (Waller 1973, Abbott 1974). Waller (1973) führte das Auftreten von *A. gibbus* im Harrington Sound auf das Ausbleiben extremer Temperatur- und Salinitätsschwankungen bei annähernd offen-marinen Bedingungen zurück. Ich vermute eher, daß *A. gibbus* weniger kälteempfindlich ist, da sie in warmen Gewässern auch in größerer Tiefe vorkommt als *A. irradians* oder *A. nucleus*.

4.2.1.11. *Argopecten*-*Arcopsis*-Karbonatsilt

Petrographie. -- Die *Argopecten*-*Arcopsis*-Fazies ist charakterisiert durch bioturbaten Karbonatsilt von oliver Farbe. Die Karbonatgehalte liegen zwischen 80 und 90 Gew.-%, je zur Hälfte aus Aragonit und Niedrig-Mg- Calcit. Hoch-Mg- Calcit tritt nur mit geringen Anteilen auf, die im Fehlerbereich der Methode liegen (Abb. 21). Die C_{org}-Gehalte des Sediments liegen unter 3 Gew.-%. Im oberen Teil der Schichtenfolge schalten sich drei auffällige Schalenlagen ein (Taf. 2 a-b). Die nicht immer deutliche Grenze zur unterlagernden *Argopecten*-Fazies ziehe ich mit dem ersten Auftauchen von *Arcopsis*. Die Grenze zur nach oben anschließenden *Gouldia*-Fazies ist deutlicher.

Fossilien. -- Muscheln sind in dieser Fazies häufig (Taf. 2 c-d):

Anodontia philippiana, selten,
Arcopsis adamsi, oft doppelklappig, in Lebensstellung, häufig,
Argopecten gibbus, z.T. in Lagen (Taf. 2 a-b), mäßig häufig,
Codakia spp., nur lokal,
Chama sp., nur lokal.

Auch Stacheln des Seeigels *Lytechinus variegatus* sind mäßig häufig. Foraminiferen sind ähnlich häufig wie im *Argopecten*-Karbonatsilt. Nach oben verschwindet *Lobatula lobatula*, und *Quinqueloculina seminulum* setzt ein.

Bei den Ostracoden verändert sich wenig gegenüber der *Argopecten*-Fazies, im Kern HS-DH /B erscheinen neu:

Aglaocypris cf. eulitoralis, nur unten,
Basslerites minutus (Taf. 12 c-d).

In einigen Kernen (z.B. HS-SHB, Abb. 92) treten in der *Argopecten-Arcosis*-Fazies zentimeter- bis dezimeterlange, ca. 5 mm dünne, senkrecht im Sediment steckende Wurmröhren mit pergamentartiger Wand auf.

Die Diatomeenhäufigkeit nimmt im Devil's Hole Basin weiter ab. Kleine Centrales überwiegen (Abb. 25).

Vorkommen. -- Diese Fazies ist den Becken des Harrington Sound weit verbreitet. Im Zentrum von Patton's Basin und im South Basin wird sie bis > 2 m mächtig. In den flacheren Randgebieten fehlt sie mit einer Ausnahme.

Interpretation. -- Diese Beckenfazies entstand unter eingeschränkt marinen bis polyhalinen Bedingungen. Im Devil's Hole bestand diese Fazies nur für ca. 600 - 700 ¹⁴C-Jahre und ist vergleichsweise geringmächtig, wobei die durchschnittliche Sedimentationsrate mit 1.250 - 1.500 Bubnoff relativ hoch war. Im übrigen tiefen Becken ist diese Fazies meist mächtiger als im zentralen Devil's Hole Basin, in dem *Arcosis* offenbar später einsetzte. Die Ablagerungs-Wassertiefe lag bei 17 - 23 m. Die zunehmende Wassertiefe spiegelt sich auch im Rückgang der pennaten Diatomeen wider, die mehrheitlich benthisch leben (Mannion 1986).

Die *Argopecten*-Lagen im höheren Teil dieser Fazies zeigen kräftigere episodische Paläoströmungen an.

Bei der unteren Lage wird dies besonders deutlich (Taf. 2 b). Das Ereignis beginnt mit rund 1 cm geschichtetem, schalenfreien Karbonatsilt. Darüber folgt eine schalenreiche Schicht, unten mit gewölbt-oben liegenden Klappen von *Argopecten*, oben mit gewölbt-unten liegenden Klappen. Noch höher schließt sich der durch Bioturbation geprägte Übergang zum Hintergrund-Sediment an. Ich vermute, daß diese Schalenlagen erste kurzfristige Durchbrüche des Meeres durch den Flatt's Inlet abbilden. Die Durchbrüche kamen möglicherweise während extrem hoher Sturmgezeiten (Hurricanes?) zustande. Im Flachwasser und am Hang aufgenommene Schalen konnten dabei in die tieferen Becken transportiert werden.

Das kleine Teilbecken vor My Lord's Bay zeigte eine vom übrigen Harrington Sound abweichende marine Sonderentwicklung, denn Sedimente der *Argopecten-Arcosis*-Fazies wurden hier in geringerer Wassertiefe (11 - 13 m) als sonst abgelagert.

Das häufige Auftreten von *Arcosis adamsi* in dieser siltigen Fazies verwundert etwas, weil die Art normalerweise unter Felsen angeheftet lebt (Abbott 1974). Möglicherweise hat *Arcosis* im Harrington Sound unter Schwämmen oder Weichkorallen gesiedelt. Mikroskleren von Schwämmen sind in Sedimenten dieser Fazies vorhanden, wenn auch nicht ungewöhnlich häufig. Für eine Besiedlung von *Argopecten*-Schalen durch *Arcosis* gibt es jedenfalls keine Hinweise (Taf. 2 d).

4.2.1.12. *Oculina*-Fazies

Petrographie. -- Die *Oculina*-Fazies ist ein unverfestigter Bafflestone bis Floatstone mit einer olivfarbenen, bioturbaten Matrix aus Karbonatsilt. Dies ist die einzige Riff-Fazies in

der holozänen Schichtenfolge des Harrington Sound (Taf. 3 c). Neumann (1965) bezeichnete die rezente *Oculina*-Fazies als "*Oculina zone*".

Fossilien. -- Lockere Riffgerüste aus fast ausschließlich ästigen Korallenstöcken sind charakteristisch für diese Fazies:

Oculina diffusa, vorherrschend,
Oculina valenciennesi,
Isophyllia sinuosa, sehr selten.

Die Mollusken-Gemeinschaft der *Oculina*-Fazies ist hoch divers. Fixosessil auf Korallen oder anderem Hartsubstrat lebende Mollusken sind besonders häufig, ebenso Infauna. Zu den wichtigsten Arten zählen:

Arca zebra,
Anomia simplex,
Chama congregata,
Chama macerophylla,
Gouldia cerina, eher selten,
Pododesmus rudis,
Telliniden,
Vermicularia spirata.

Ich verzichte hier auf eine ausführliche Liste, weil Schweimanns (1988) die rezente Mollusken-Gemeinschaft der *Oculina*-Fazies detailliert beschreibt.

Vorkommen. -- Die *Oculina*-Fazies ist im gesamten Harrington Sound zwischen 9,5 m und 18,5 m heutiger Wassertiefe verbreitet und bildet dort niedrige Bioherme (Abb. 20, 27, 28, 115-130). Nach den seismischen Aufzeichnungen sind maximale Mächtigkeiten von etwa 1,0 m möglich. In den Sedimentkernen lagen die Mächtigkeiten nicht über 0,7 m. Die Fazies ist auf dem Middle Ridge besonders mächtig, sonst in Hangpositionen und auf kleineren Erhebungen in den tiefen Becken des Harrington Sound. Die *Oculina*-Fazies besetzte mit Ausnahme des flachsten Sublitorals annähernd dieselben Wassertiefen wie zuvor die *Chama-Argopecten*-Fazies und löste sie ab (Taf. 6 a).

Interpretation. -- Zeitgleich mit der *Oculina*-Fazies setzten im Harrington Sound annähernd offen-marine Bedingungen ein. Auslöser war vermutlich der oberflächliche Durchbruch der Verbindung über Flatt's Inlet zur North Lagoon, der die Rate des Wasser-Austauschs verdoppelte (s. oben). Bis zu jenem Zeitpunkt hatte der gesamte Austausch über Höhlensysteme und Porennetze in den umgebenden pleistozänen Karbonaten stattgefunden. Die Folgen des verbesserten Wasser-Austauschs im Harrington Sound waren:

- die bis dahin gegenüber dem umgebenden Meerwasser immer noch geringfügig verminderte Salinität (polyhalin-marin) stieg auf marine Werte an,
- die saisonalen Schwankungen der Wassertemperatur wurden vermutlich geringer,
- Korallen konnten sich im Harrington Sound etablieren.

Wann und warum fand dieser Durchbruch statt? Unkorrigierte ¹⁴C-Alter von *Oculina*-Ästen aus dem Harrington Sound liegen bei maximal 550 yr BP (Tab. 12). Um dieses Alter zu

korrigieren, muß das Reservoir-Alter des Wassers abgezogen werden, in dem der kalkproduzierende Organismus gelebt hat. Daten über das frühere Reservoir-Alter des Meerwassers um Bermuda, speziell in den inshore waters, liegen meines Wissens nicht vor. Eine zuverlässige Reservoir-Korrektur der Karbonat-Alter ist deshalb kaum möglich. Standardmäßig wird für ozeanisches Oberflächenwasser der Nordhemisphäre ein Reservoir-Alter R_{1830} von 400 (exakt 402) ^{14}C -Jahren angenommen (Stuiver & Braziunas 1993). R ist zwar zeitabhängig, kann aber für das jüngste Quartär recht genau modelliert werden. In Küstennähe kann der Wert für R aber vom Modell abweichen. Die Differenz zwischen dem tatsächlichen Reservoir-Alter und R wird als ΔR bezeichnet und muß bei der Korrektur ebenfalls berücksichtigt werden (Stuiver & Braziunas 1993). Das Reservoir-Alter des ozeanischen Oberflächenwassers kann z.B. beeinflusst werden durch:

- Aufstieg älteren Tiefenwassers in upwelling-Gebieten (positives ΔR),
- Eintrag und Remineralisation terrestrischen organischen Kohlenstoffs mit Reservoir-Altern von ~ 0 , aber möglicherweise variablen ^{14}C -Gehalten (negatives ΔR),
- Eintrag von gelöstem, fossilen Karbonat durch Flüsse oder Grundwasser (positives ΔR).

Einträge von gelöstem fossilen Karbonat und von terrestrischem organischen Kohlenstoff sind bei dem von Land umschlossenen Harrington Sound zwar wahrscheinlich, aber kaum zu quantifizieren. Geht man in erster Näherung von $\Delta R = 0$ aus, ergibt sich für die ältesten gekernteten *Oculina*-Äste im Harrington Sound ein für den marinen Reservoir-Effekt korrigiertes ^{14}C -Alter von 150 ± 60 yr BP, das entspricht maximal rund 300 Kalenderjahren vor heute (heute = 1950 A.D.). Demnach wäre *Oculina* erst in historischer Zeit in den Harrington Sound eingewandert. Möglicherweise ist der Durchbruch von Flatt's Inlet sogar von Menschenhand angelegt oder vorbereitet worden. Wie schon Heinrich (1983) unter Bezug auf Verrill (1901/1902) ausführt, ging die ursprüngliche sehr häufige *Argopecten gibbus* zu Beginn der Kolonisierung im frühen 17. Jahrhundert stark zurück. Im Jahre 1629 bestand der Durchbruch von Flatt's Inlet vermutlich schon, denn starke Gezeitenströmungen hatten ihn versanden lassen.

Die *Oculina*-Stöcke sind effektive Sedimentfänger. Darüber hinaus sind ihre Skelette aber infolge der Aktivität zahlloser Destruenten ("bioeroders", Neumann 1965) selbst wichtige lokale Lieferanten von Feinsediment. Die Sedimentations- und Aufwuchs-Raten waren deshalb selbst in steileren Hangpositionen sehr hoch und lagen bei maximal 3300 Bubnoff für siderische Jahre (bzw. 6650 Bubnoff für ^{14}C -Jahre). Weil die Sedimentation in den angrenzenden Fazies weniger rasch verlief, formte die *Oculina*-Fazies im Laufe der Zeit eine auffällige, vorher fehlende Schulter im Hang (Abb. 115 - 130).

Nach dem seismischen Befund scheint es am Fuß der *Oculina*-Zone verbreitet zu kleinen Rutschungen gekommen zu sein. Vermutlich lag die Ursache im steileren Hangrelief trotz fehlender standfester Beckenfazies. (Abb. 20, 27).

4.2.1.13. *Gouldia*-Karbonatsilt

Petrographie. -- Die *Gouldia*-Fazies besteht aus bioturbatem Karbonatsilt von oliver Farbe. Der Karbonatgehalt liegt bei 80 - 90 Gew.-%. Im Kern HS-DH /B nimmt der Aragonit-Gehalt gegenüber der *Argopecten-Arcopsis*-Fazies leicht ab, beträgt aber immer

noch > 40 Gew.-% (Abb. 21). Hoch-Mg-Calcit ist auch in der *Gouldia*-Fazies nur in Spuren vorhanden. Die C_{org} -Gehalte liegen unter 2 Gew.-%.

Fossilien. -- Unter den Muscheln dominiert überall die namengebende *Gouldia cerina*. Andere Arten können lokal, vor allem im North Basin, hinzukommen:

Anomia simplex, selten,
Arcopsis adamsi, selten,
Codakia spp., selten,
Crassinella sp., selten,
Argopecten gibbus, selten,
Laevicardium laevigatum, juvenil, selten,
Pitar fulminatus, selten.

Lokal kann die kleine Schnecke *Finella dubia* in größerer Zahl auftreten. Stacheln von *Lytechinus variegatus* sind recht häufig, Stücke von Ambulakralplatten dagegen selten. Bei den größeren Foraminiferen erscheinen keine neuen Gruppen, aber die Zusammensetzung der Gemeinschaft variiert stark. Zum Beispiel ist *Quinqueloculina seminulum* (Taf. 10 j-l, n-o) lokal extrem häufig, während sie andernorts fehlt. Die Ostracoden sind dagegen mit einem veränderten Artenspektrum vertreten:

Basslerites minutus (Taf. 12 c-d),
Cytherura cf. *cranekeyensis*,
Cytherura cf. *elongata*,
Loxoconcha sp.,
Megacythere sp.,
Neocaudites sp.,
Protocytheretta sp.,
Puriana rugipunctata,
Xestoleberis sp. A.,
Xestoleberis sp. B.,
Xestoleberis cf. *punctata*.

Im Kern HS-DH /B geht die Häufigkeit von Diatomeen noch weiter zurück. Die *Gouldia*-Fazies entspricht der rezenten "Subthermocline zone" von Neumann (1965). Schweimanns (1988) beschreibt die Mollusken-Gemeinschaft detailliert.

Vorkommen: Diese Fazies tritt in den tiefen Becken unterhalb 17 - 18,5 m Wassertiefe auf (Abb. 66 - 96) und ist maximal im Devil's Hole Basin mit 35 cm maximal mächtig. Sie schließt beckenwärts an die *Oculina*-Fazies an. Die *Gouldia*-Fazies nimmt in den Becken den Platz der *Argopecten-Arcopsis*-Fazies ein.

Interpretation: Die *Gouldia*-Fazies hat sich annähernd zeitgleich mit der *Oculina*-Fazies etabliert. Vermutlich gehen beide auf den Durchbruch von Flatt's Inlet und die damit verbundenen Veränderungen in der Hydrographie des Harrington Sound zurück.

Die euxinische Stagnationsphase mit H_2S in der Wassersäule verhindert im Sommer höheres Bodenleben in der subthermoklinen Schicht (Neumann 1965, Waller 1973). Erst wenn im Spätsommer Holomixis einsetzt, können Larven sessiler Organismen das Terrain erneut besiedeln. Die normalerweise mehrjährigen *Laevicardium laevigatum* bleiben deshalb in der subthermoklinen Fazies juvenil.

Absolute Datierungen liegen aus dieser Fazies nicht vor. Nimmt man an, daß die *Gouldia*-Fazies etwa zur gleichen Zeit einsetzte wie die *Oculina*-Fazies, errechnet sich im zentralen Devil's Hole Basin aus den ^{14}C -Altern eine maximale Sedimentationsrate von 1.150 Bubnoff für siderische Jahre (bzw. 2300 Bubnoff für ^{14}C -Jahre). Außerhalb der Tiefs von Devil's Hole und Patton's Basin akkumulierte das Sediment der *Gouldia*-Fazies nur mit etwa 1/4 dieser Rate. Erlenkeuser (1981) ermittelte mit der ^{210}Pb -Methode für die *Gouldia*-Fazies im zentralen Devil's Hole eine Sedimentationsrate von etwas über 1.000 Bubnoff.

4.2.1.14. *Vermicularia-Gouldia*-Karbonatsilt

Petrographie. -- Die *Vermicularia-Gouldia*-Fazies besteht aus bioturbatem bis geschichtetem Karbonatsilt von oliver Farbe. Der Gehalt an organischem Material ist hoch und stammt teilweise aus Algenmatten oder umgelagerten Torf (Taf. 6 c-d). Nach oben schließt sich über einer relativ scharfen Grenze *Oculina*-Karbonatsilt an.

Fossilien: Mollusken sind mit einem von Ort zu Ort variablen Artenspektrum vertreten:

Anodontia philippiana,
Arcopsis adamsi,
Argopecten gibbus,
Codakia sp.
Gouldia cerina,
Vermicularia spirata, turritellide Wuchsform, häufig.

Vorkommen: Diese Fazies tritt nur in Mylord's Bay auf (Abb. 78, 79) und wird bis über 1 m mächtig.

Interpretation: My Lord's Bay hat sich im Holozän lange Zeit eigenständig entwickelt. Der Grund liegt in ihrer relativ starken Abschnürung, die im Früh- bis Mittel-Holozän sogar noch durch einen Felssturz verstärkt wurde. Die *Vermicularia-Gouldia*-Fazies wurde in 6 - 16 m Wassertiefe abgelagert. Der Weichboden der Bucht war episodisch oder dauernd mit Algenmatten bedeckt, vielleicht Vorläufern der *Cladophora*-Matten im heutigen Harrington Sound (von Bodungen et al. 1982). Auch auf den heutigen *Cladophora*-Matten ist *Vermicularia* ein häufiger Weidegänger. Weil *Vermicularia* dort die Möglichkeit fehlt sich festzuheften, bleibt sie auch im adulten Stadium vagil. Im Gegensatz zum vermetiden Typ der *Oculina*-Zone (Gould 1969) ist die *Vermicularia* der *Cladophora*-Matten turritellid, d.h. nicht entrollt (Schweimanns 1988).

Weil Altersdatierungen fehlen, ist die durchschnittliche Sedimentationsrate nur grob abschätzbar. Sie betrug minimal 230 Bubnoff.

4.2.1.15. *Codakia-Halimeda*-Karbonatsilt

Petrographie. -- Die *Codakia-Halimeda*-Fazies besteht aus bioturbatem sandigem Karbonatsilt von oliver Farbe. Die Fazies geht aus der *Chama-Argopecten*-Fazies oder der *Chama-Brachidontes-Vermicularia*-Fazies hervor. Nach oben schließen sich je nach Wassertiefe unterschiedliche marine Fazies an.

Fossilien. -- Muscheln sind häufig, das Artenspektrum aber variabel:

Arcopsis adamsi,
Argopecten gibbus,
Brachidontes sp.,
Codakia spp., häufig,
Pecten sp.,
Psammotreta sp.,
Semele sp.,
Telliniden.

Foraminiferen sind ebenfalls häufig, insbesondere peneroplide Formen, wurden aber nicht näher untersucht. Kalkige Segmente von *Halimeda* spp. sind teilweise sehr häufig.

Vorkommen. -- Die Fazies tritt nur in zwei Gebieten auf: (1) auf der flachen Plattform im Westen oberhalb 9,5 m heutiger Wassertiefe, und (2) am Rand von Mylord's Bay im unteren Teil der dortigen marinen Folge (Abb. 78, 99, 100).

Interpretation. -- Diese Fazies entstand wahrscheinlich im flachen Phytal. Möglicherweise waren es Seegrasswiesen oder offene Flächen mit *Halimeda*-Beständen. Das Spektrum der auftretenden Organismen ähnelt teilweise dem der rezenten shallow sandy zone, die von Neumann (1965) und Schweimanns (1988) näher beschrieben wurden. Die *Codakia-Halimeda*-Fazies liegt aber in keinem der hier dokumentierten Sedimentkerne am Top der holozänen Schichtenfolge.

4.2.1.16. Karbonatsand-Fazies

Petrographie. -- Gut sortierter Karbonatsand (Taf. 3 b) mit viel Feinschill ist für diese Fazies namensgebend. Größere Schalenreste sind selten.

Vorkommen. -- Die Karbonatsand-Fazies ist beschränkt (1) auf die flachsten Gebiete und (2) auf die höheren Teile des Flutdeltas vor Flatt's Inlet (Abb. 89, 97 - 99, 101).

Interpretation. -- Das Sediment entstand im bewegten Flachwasser und wurde durch Wellen oder Gezeitenströmungen transportiert. Diese Fazies gehört zur "Shallow sandy zone" von Neumann (1965).

4.2.2. Seismische Fazies

Die gekernten Sediment-Abfolgen sind in den seismischen Profilen mit Grenzflächen-Reflektoren und internen Reflexionsmustern korrelierbar (Abb. 20, 27 - 28, 108 - 130). Wo die Schallhärte der einzelnen Fazies sehr unterschiedlich ist, ist die Korrelation meist eindeutig, etwa bei den Wechseln zwischen Seekreide und Torf. Sind die vertikalen Änderungen in der Schallhärte gering, ist die Korrelation schwierig oder tentativ. Dies gilt vor allem, wenn lithologische Fazies ineinander übergehen (z.B. manche brackischen Mudden) oder sich im wesentlichen nur durch ihre Taphocoenose unterscheiden (z.B. viele der marinen Fazies).

In den seismischen Profilen (Abb. 108 - 130) werden deshalb nicht alle oben beschriebenen Fazies ausgehalten. Drei weniger stark verkleinerte Profilausschnitte (Abb. 20, 27, 28) sollen die Strukturen und Reflexionsmuster veranschaulichen.

4.2.2.1. Grenzflächenreflektor Wasser/Sediment

Der kräftige schwarze Grenzflächenreflektor Wasser/Sediment verläuft im Harrington Sound meist glatt (Weichboden), nur in der *Oculina*-Zone diffus oder wellig (Abb. 20, 27, 28). Wo holozäne Sedimente fehlen, ist die Obergrenze des Reflektors etwas rauh. An der Untergrenze der *Oculina*-Zone zeichnet der Reflektor oft zungenartige Strukturen nach (Abb. 20, 27). Diese Zungen interpretiere ich als abgeglittene oder geslumpete Pakete von *Oculina*-Fazies.

4.2.2.2. Sequenzgrenze Holozän/Pleistozän

Der schwarze, manchmal kräftige Grenzflächenreflektor Holozän/Pleistozän markiert die Grenze zwischen der holozänen Schichtenfolge und dem darunterliegenden Boden oder dem pleistozänen Karbonat (Abb. 20, 27, 28). Der Grenzflächenreflektor verläuft oft diskordant zu den Reflektoren darunter. Er ist eine Sequenzgrenze im Sinne von van Wagoner (1988). In den flachsten Beckenteilen, an steilen Hängen, oder unter sehr mächtiger holozäner Bedeckung ist er undeutlich oder fehlt.

4.2.2.3. Torf, Torfmudde

Diffuse bis unruhig-wellige interne Reflexionsmuster kennzeichnen die Torfe und torfigen Mudden (Abb. 20, 27, 28). An der Obergrenze liegt oft ein schwacher schwarzer oder weißer Reflektor. In den tiefen Becken und ihren Rändern liegt diese seismische Fazies über dem Grenzflächenreflektor Holozän/Pleistozän. Unter einer mächtigen Überdeckung aus jüngeren holozänen Sedimente, wie z.B. im Devil's Hole Basin, zeigen sich nur noch schwache, parallele Internreflexionen. Ähnliche parallele Reflexionen treten im Zentrum der tiefen Becken dort auf, wo Seekreide und Torf oder Torfmudde eng wechsellagern.

Diese seismische Fazies umfaßt alle Torfe und torfigen Mudden. Torfige Süßwasser- und Salzwasser-Fazies sind in der Seismik nicht zu unterscheiden.

4.2.2.4. Seekreide

Gleichmäßige, parallele bis subparallele interne Reflexionsmuster kennzeichnen die seismische Seekreide-Fazies (Abb. 20, 27). Sie ist nur in den tieferen Becken verbreitet. Wenn sie in Torfe oder Torfmudden eingeschaltet ist, hat sie an der Oberfläche meist einen kräftigen schwarzen Reflektor (Abb. 27). Zu den Beckenrändern hin grenzt die seismische Seekreide-Fazies an die unruhig-welligen Reflexionsmuster der Torfe an, wobei sich dort nicht selten onlapping-Strukturen zeigen. Die seismische Seekreide-Fazies umfaßt lithologisch die *Planorbis*-Seekreide und die *Hydrobia*-Kalkmudde.

4.2.2.5. Laminite

Mit seismischen Methoden allein sind die Laminite praktisch nicht von den über- und unterlagernden Mudden zu unterscheiden, deshalb sind hierzu die Informationen aus den Sedimentkernen unerlässlich. In den Profilen sind die Laminite seismisch nahezu transparent oder zeigen parallele Reflexionsmuster. Im Devil's Hole Basin (Abb. 128, 130) sind die Laminite viel mächtiger als im Patton's Basin oder vor dem Walsingham Cliff (Church Basin). Zu den Rändern der Senken hin keilen die Laminite rasch aus (Abb. 128). In den tiefsten Senken zeigen sich an der Basis der Laminite onlapping-Strukturen.

4.2.2.6. Unlamierte Kalkmudden

Parallele Reflexionsmuster geringer Amplitude kennzeichnen die seismische Kalkmudden-Fazies. An der Obergrenze liegt ein schwacher bis mittelstarker Reflektor. Diese Fazies erscheint nur im Patton's Basin und Devil's Hole Basin, wird dort aber bis ca. 1 m mächtig. Zu den Beckenrändern hin sind onlapping-Strukturen verbreitet. Die seismische Fazies umfaßt die dunklen Feindetritusmudden und die *Anodontia*-Kalkmudde.

4.2.2.7. Marine Beckenfazies

Die seismische marine Beckenfazies zeichnet sich durch gleichmäßige, parallele bis seltener subparallele Reflexionsmuster aus. Zu den Beckenrändern hin zeigen sich kräftige onlapping-Strukturen. Die Beckenfazies verzahnt sich randlich mit der seismischen marinen Randfazies oder mit der *Oculina*-Fazies. In der marinen Beckenfazies sind die peripheren Tröge des North und South Basin angelegt (Abb. 20, 27, 28). Die seismische Fazies umfaßt die folgenden lithologischen Einheiten ganz oder teilweise:

Chama-Brachidontes-Vermicularia-Fazies (tiefere Teile),
Argopecten-Karbonatsilt,
Argopecten-Arcopsis-Karbonatsilt,
Gouldia-Karbonatsilt,
Vermicularia-Gouldia-Karbonatsilt, *Codakia-Halimeda*-Karbonatsilt.

4.2.2.8. *Oculina*-Fazies

Die seismische *Oculina*-Fazies ist charakterisiert durch eine rauhe bis wellige Obergrenze (Abb. 20, 27, 28). Die internen Reflexionsmuster sind diffus bis undeutlich sigmoidal. Die seismische Fazies entspricht der lithologischen und ist von 9,5 - 18,5 m Wassertiefe verbreitet. An der Untergrenze zur seismischen Flachwasserfazies liegt oft ein schwacher schwarzer Reflektor. Die seismische *Oculina*-Fazies setzt spät ein und trennt, auf Kosten des tieferen Teils der marinen Randfazies, die seismische Randfazies von der seismischen Beckenfazies (Abb. 115 - 130).

4.2.2.9. Marine Randfazies

Die marine Randfazies umfaßt folgende lithologischen Fazies:

Chama-Brachidontes-Vermicularia-Fazies (höherer Teil),
Chama-Argopecten-Fazies,
Codakia-Halimeda-Fazies,
Karbonatsand-Fazies.

In der Seismik erscheint die Obergrenze der marinen Randfazies rauh, glatt oder undeutlich. Diese seismische Fazies liegt unter und randwärts der *Oculina*-Fazies (Abb. 20, 27, 28, 114 - 130). Die Randfazies ist meist geringmächtig, erreicht aber seitlich des Einstroms bei Flatt's Inlet punktuell Mächtigkeiten von mehreren Metern. Die internen Reflexionsmuster sind diffus, selten parallel bis subparallel. Im Einstrom vor Flatt's Inlet treten außerdem schräg-tangentiale und divergente Muster auf.

4.2.2.10. Deformationsstrukturen

An Nordrand des North Basin, vor Abbott's Cliff, treten im unteren Teil der holozänen Schichtenfolge chaotische Reflexionsmuster auf. Beckenwärts dünnt dieses chaotisch reflektierende Paket zungenartig aus (Abb. 28, 122 - 124). Seine Untergrenze ist durch einen Reflektor markiert, der stellenweise verworfen ist (Abb. 28). Die zungenartige Struktur ist nirgends gekernt, ihre Lithologie unbekannt.

Eine kleine Insel nordwestlich der Kernstation HS-MLB 02 liegt im fraglichen Gebiet, wenn auch randwärts der seismischen Profile. Die Insel besteht aus großen verstürzten Blöcken von pleistozänem Äolianit und ist das Produkt eines Felssturzes am über 30 m hohen Abbott's Cliff. Ich vermutete, daß sich der mit diesem, oder einem ähnlichen, Felssturz zusammenhängende Schuttstrom bis in größere Wassertiefe fortsetzt, dort beckenwärts auskeilt und die seismische Struktur mit chaotischen Internreflexionen hervorruft. Unter und beckenwärts dieser Struktur ist auch die pleistozäne Abfolge teilweise gestört.

Das genaue Alter des Felssturzes ist unsicher. Die überlagernde holozäne Schichtenfolge (u.a. *Oculina*-Fazies) ist zwar teilweise nur geringmächtig, jedoch ist in diesem Gebiet des North Basin die Mächtigkeit holozäner Sedimente generell nicht hoch (Abb. 28). In einem der seismischen Profile scheint sich das chaotische Paket ungefähr zwischen marine und prä-marine holozäne Fazies einzuschichten (Profil HS 1.2.4; Abb. 123). Dies spricht für einen Felssturz im Mittel-Holozän, vermutlich zwischen 8.000 und 6.000 yr BP.

4.2.2.11. Mounds

In seismischen Profilen aus dem North Basin treten kissenartige Echos auf, die keine Störungshyperbeln sind. Die kissenartigen Strukturen setzen auf Süßwasser-Torfen auf, stellenweise vielleicht auch auf Seekreide (Abb. 28, 122 - 126, 130). Konkordante Echos reichen hinauf bis in das marine Sediment, selten auch bis zur heutigen Sediment-Oberfläche. Die Kissen-Strukturen wurden nirgends gekernt; die Deutung ist deshalb spekulativ.

Ich sehe drei mögliche Deutungen für die mound-förmigen Strukturen:

- ehemalige kleine Marsch-Inseln mit Hartholz-Bestand (hammocks),
- isolierte Ausläufer des Felssturzes am Abbott's Cliff (debris flows oder sediment gravity flows ?),
- frühholozäne Korallenriffe (*Oculina*, *Porites* ?), die eine frühe marine oder sogar hyperhaline Episode während der beginnenden Ingression von Meerwasser repräsentieren.

Keine der Deutungen läßt sich mit Sicherheit ausschließen. Zwar fehlen in den vollständigen Schichtenfolge des Kerns HS-DH /B eindeutige Hinweise auf eine hyperhaline Phase. Das Devil's Hole Basin gehört jedoch zum South Basin i.w.S., wo mound-Strukturen ohnehin nicht auftreten.

4.2.3. Räumliche Differenzierung des Harrington Sound im Holozän

Die in diesem Kapitel folgende Schilderung bezieht sich auf seismische Fazies, sofern nicht ausdrücklich lithologische Fazies genannt werden.

Die tiefsten Senken im präholozänen Relief des Harrington Sound, Devil's Hole und Patton's Deep, wurden fast zeitgleich von der holozänen Transgression erfaßt (s. oben). Die Zentren beider Tiefs zeichnen sich durch mächtige Seekreiden aus, während die Süßwasser-Torfe nur geringmächtig sind (Abb. 75, 87, 88). Zu den Rändern hin verzahnt sich Seekreide-Fazies mit Torf und Torfmudde. Insgesamt erreichen die Süßwasser-Fazies (incl. *Hydrobia*-Mudde) in den beiden Tiefs mit 4 - 5 m die größten Mächtigkeiten (Abb. 22). In den North und South Basins sind die Süßwasser-Ablagerungen über weite Gebiete mächtiger als 1 m.

Stellenweise, und für begrenzte Zeit, konnte das Wachstum der Süßwasser-Torfe mit dem ansteigenden Meeresspiegel schritthalten. Dies läßt sich aus einer zeitweilig annähernd lagekonstanten Seekreide/Torf-Faziesgrenze schließen, z.B. im Patton's Basin (Abb. 130).

Weiter nach oben zeigen sich im genannten Profil dann folgende Fazies-Verschiebungen (Abb. 130):

- Transgression von Seekreide über Torfe und/oder torfige Mudden (Torf-Fazies),
- beckenwärtiges Vorwandern der Torf-Fazies,
- erneute und abschließende Transgression von Seekreide über die Torf-Fazies.

Meine Interpretation des Profils Patton's Point - Walsingham Cliff ist aber an dieser Stelle nicht durch Kerne belegt. Wie bereits oben diskutiert, könnten diese Fazies-Verschiebungen mit einer hochfrequenten Meeresspiegel-Schwankung zusammenhängen, die gegen Ende der Jüngeren Dryas stattgefunden haben müßte.

Auch in isolierten sink-holes abseits der beiden Tiefs ist die seismische Seekreide-Fazies mächtig (Abb. 20, 22). Die Torf-Fazies ist hier ebenfalls auf den Rand beschränkt, erkennbar z.B. am sink-hole westlich Hall's Island (Profil HS 1.2.6; Abb. 125).

Je höher die präholozäne Oberfläche liegt, desto geringmächtiger werden Torfe und Seekreiden insgesamt (Abb. 18, 22). Die Mächtigkeit der Seekreide nimmt dabei überproportional ab. Möglicherweise sind aber die Torfe in den Becken wegen der höheren Auflast mariner Sedimente einfach nur stärker kompaktiert. Wegen der starken Zersetzung und Austrocknung der meisten Torfe ließ sich dies nicht klären. Fast überall schließt ein Seekreide-Horizont die von Salzwasser weitgehend unbeeinflusste Entwicklung der Becken ab, auch wenn seine Mächtigkeit manchmal nur gering ist (Abb. 116 - 130).

Im North Basin i.w.S. gab es in dieser Phase zwei Komplikationen:

(1) Am Abbott's Cliff, einem hohen pleistozänen Dünenrücken am Nordufer des Harrington Sound, ereignete sich nordwestlich My Lord's Bay im Mittel-Holozän ein großer Felssturz (Abb. 29). Einige Blöcke ragen heute als kleine Inseln aus dem Wasser. Beckenwärts schließt sich ein lobenförmiger Körper mit chaotischer Internstruktur und maximalen Mächtigkeiten von > 8 m (Abb. 28, 29). Die mächtigsten Ausläufer des Felssturzes überragen deutlich das Niveau des umgebenden Beckenbodens. Sie sind heute inselartig von *Oculina* besiedelt (Abb. 28).

(2) Am Übergang von der nicht-marinen zur marinen Phase der Beckenentwicklung etablierten sich in Teilen des Nord-Beckens mound-Strukturen (Abb. 28). Die zeitliche und räumliche Nähe dieser Bildungen zu dem Felssturz am Abbott's Cliff läßt zunächst an

distale Ausläufer des dortigen Schuttstroms denken. In der Tat ist dies eine der möglichen Erklärungen. Dagegen spricht, daß die mounds teilweise recht weit voneinander entfernt sind, nur eine geringe Mächtigkeit (1 - 2 m) besitzen und trotzdem ca. 10 - 30 m durchmessen. Eventuell waren die mounds aber auch kleine Torf-Inseln mit Hartholzvegetation, die ihre Umgebung geringfügig überragten (hammocks; Watts 1971). Nach ihrer Überflutung hätte die Hartholzvegetation den marin-brackischen Karbonatproduzenten eine gewisse Zeit zusätzlichen Lebensraum bieten und als Sedimentfänger dienen können. Als dritte Möglichkeit schließlich kommen Riffe euryöker Korallen in Betracht (z.B. *Porites* oder *Oculina*). Sie könnten in einer frühen marinen bis hyperhalinen Phase bei der Ingression von Meerwasser in das Becken des Harrington Sound entstanden sein. Rasmussen et al. (1990) beschreiben eine solche hyperhaline Phase der holozänen Transgression in der Bight von Abaco, Bahamas. Im Falle des Harrington Sound gibt es aber keine eindeutigen mikropaläontologischen Hinweise auf erhöhte Salinität.

Der Wechsel von limnisch-oligohalinen zu polyhalin-marinen Bedingungen vollzog sich abseits der Tiefs von Devil's Hole und Patton's Basin im allgemeinen rasch und offensichtlich ohne kontinuierlichen Übergang. Karbonatsilt mit brackisch-mariner Fauna liegt dort mit scharfer, bioturbat oder erosiv überprägter Grenze auf seismischer Seekreide-Fazies.

In den Tiefs dagegen ging der Wandel allmählicher vor sich (Abb. 22): im Devil's Hole Basin über eine mächtige Laminit-Folge, im Patton's Basin über geringmächtige Laminite, dunkle Feindetritusmudden und *Anodontia*-Kalkmudden.

In der anschließenden polyhalin-marinen Phase ist die Entwicklung in den North und South Basins (einschließlich der Tiefs) prinzipiell ähnlich gewesen. Eine der Ursachen hierfür war sicher die zunehmende Wassertiefe. Die auffälligste Faziesgrenze lag am Fuß der steileren Hänge, wo marine Beckensedimente sich mit Sedimenten der marinen Randfazies verzahnten (Abb. 114 - 130).

Eine marine Sonderentwicklung hat in dieser Zeit lediglich das Gebiet unmittelbar südlich und östlich My Lord's Bay durchlaufen. Vor ca. 8.000 yr BP war dieses Gebiet eine kleine Bucht, nur durch eine enge Passage zwischen Trunk Island und Abbott's Cliff mit dem Hauptgewässer verbunden (Abb. 24). Der Felssturz am Abbott's Cliff engte die Passage weiter ein und ließ sie noch flacher werden (Abb. 29). In tieferen sink-holes sammelten sich hier in der Folgezeit ähnlich mächtige holozäne Sedimente wie in den Tiefs von Devil's Hole und Patton's Basin. Die beiden weitgehend auf diese einst abgelegene Bucht beschränkten marinen Fazies (s. oben) zeigen Anzeichen kräftigen Algenwachstums (Segmente von *Halimeda*, Algenmatten).

Zu einem nicht genau bekannten Zeitpunkt nach dem Einsetzen polyhalin-mariner Bedingungen begann sich ein Strömungssystem zu etablieren, das ich im folgenden als "System der peripheren Tröge" bezeichne. Dieses Strömungssystem hat der marinen holozänen Füllung des Harrington Sound ein charakteristisches Relief aufgeprägt. Es besteht (1) aus mächtigen marinen Sedimentkissen entlang der Achsen der großen Becken, und (2) aus kondensierten marinen Schichtfolgen in schmalen Trögen, die sich am Hangfuß vor allem der Längsseiten der Becken entlangziehen (Abb. 20, 27 - 29, 116 - 130). Die Dimensionen der Tröge variieren; Breiten um 50 m und Tiefen um 2 m sind typisch. Selten sind die Tröge verfüllt (Abb. 119, 127). Die Trogachsen liegen

heute in rund 20 m Wassertiefe oder wenig darunter. Der Boden der tiefsten Tröge kann bis knapp 4 m tiefer liegen als der Boden des benachbarten Beckenzentrums (Abb. 119). Zwischen Trunk Island und Middle Ridge ist das Nord-Becken recht schmal. Hier sind die Tröge auffallend breit (Abb. 118, 120), besonders tief (Abb. 119) oder verschmolzen (Abb. 27, 29, 121).

Das oben beschriebene randwärtige onlapping (vgl. Abb. 20) in den *Argopecten*- und *Argopecten-Arcopsis*-Fazies geht auf dieselbe Ursachen zurück wie die Trogbildung:

(1) durchschnittlich schnellere Wasserbewegung an der Position der Tröge, dadurch by-pass oder sogar Erosion von Sediment, (2) Aufbau von Sediment-Kissen entlang der hydrodynamisch ruhigen Mittelachse der großen Teilbecken, und schließlich (3) Progradieren einer dünnen Sedimentdecke von den Kissen in die Tröge hinein. Der Grund für das Progradieren (3) könnte in einer den Hang hinauf verlagerten Strömungs-Achse liegen; dies geschah möglicherweise in Reaktion auf steigende Wassertiefe.

Die Ursache der Wasserbewegung in den Trögen bleibt vorerst spekulativ. Auch kann ich nicht sagen, ob das System zur Zeit noch aktiv ist. Vorhandene Messungen (Morris et al. 1977) geben keine Hinweise auf ein derartiges Strömungssystem. Allerdings fanden von Bodungen et al. (1982) selbst in dem als Sedimentfalle wirkenden Devil's Hole noch relativ hohe Raten der Resuspension von Sediment. In den Trögen genommene Kerne (Abb. 90, 91) zeigen eine 15 cm mächtige Lage in *Gouldia*-Fazies auf Süßwassertorf. Einige Profile (z.B. HS 1.2.5, nördlicher Trog des Süd-Beckens; Abb. 124) suggerieren, daß Süßwassertorf durch das Strömungssystem der Tröge sogar erodiert wurde. Außer in Profil HS 1.2.3 (südlichster Trog; Abb. 122) deutet sich nirgends an, daß heute noch Torf in den Trögen erodiert wird. Bei so geringen Sedimentmächtigkeiten ist allerdings die Auflösungsgrenze der Seismik erreicht.

Die folgenden Fakten über das Strömungssystem der peripheren Tröge können als gesichert gelten:

- (1) das periphere Strömungssystem war (oder ist) gekennzeichnet durch kleinräumige laterale Geschwindigkeitsgradienten; die stärkste Strömung war (oder ist) auf einen engen Strömungskanal beschränkt;
- (2) der Verlauf der Trogsysteme orientiert sich an der Topographie;
- (3) die Wassertiefen lagen nirgends über 25 m;
- (4) die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten waren hoch genug, um mindestens Silt zu transportieren;
- (5) die hangaufwärts anschließende *Oculina*-Fazies wird durch das Strömungssystem nicht wesentlich beeinflusst;
- (6) das Strömungssystem hat zur Umverteilung älteren Sediments in die Beckenmitte geführt;
- (7) die Tröge sind keine Lösungsstrukturen.

Die Punkte (1), (2) und (3) legen eine topographisch geführte geostrophische Strömung nahe. Ich halte interne Kelvin-Wellen oder coastal jets (Csanady 1978, Goldman & Horne

1983, Imboden & Wüest 1995) für die wahrscheinlichste Erklärung des Phänomens. Auch ein windinduziertes System zweier gegensinniger Oberflächen-Strömungsschleifen, wie es für langgestreckte schmale Seen typisch ist (Csanady 1978), könnte eine Rolle gespielt haben. Punkt (4) macht Strömungsgeschwindigkeiten von > 20 cm/sec erforderlich. Punkt (5) könnte auf die strömungsdämpfende Wirkung der *Oculina*-Dickichte zurückzuführen sein. Es wäre aber auch möglich, daß die Strömung unterhalb der *Oculina*-Fazies am stärksten war. Dies würde eine interne Kelvin-Welle entlang der Thermokline nahelegen. Lange interne Wellen, die topographisch gesteuert werden, können bis 50 cm/s erreichen (Goldman & Horne 1983). Strömungsgeschwindigkeiten von > 30 cm/sec sind auch in Verbindung mit geostrophischen coastal jets in großen Seen gemessen worden (Csanady 1978).

Die Umlagerung älteren Materials schließlich (Punkt 6) muß bei der Interpretation der geophysikalischen und geochemischen Zeitreihen an den Beckenkernen berücksichtigt werden.

Problematisch bleibt in jedem Fall das Fehlen von Residuallagen in den Trögen, z.B. Anreicherungen von Muschelschalen. Die Strömungen müssen also zeitweilig hoch genug gewesen sein, um selbst die großen, allerdings dünnchaligen *Argopecten*-Schalen wegführen zu können. Das weggeführte Material muß nach den seismischen Befunden letztlich entlang der Beckenachse von Nord- und Süd-Becken und vermutlich auch in den Tiefs von Devil's Hole und Patton's Basin deponiert worden sein.

Möglicherweise war oder ist das Strömungssystem nur während besonders starker Stürme aktiv. Windrichtungen parallel zu den Achsen der beiden Großbecken sollten hier besonders wirksam sein, d.h. Sturm aus NE oder SW.

Das bedeutsamste Ereignis der letzten 6.000 ^{14}C -Jahre aber war die Öffnung des Flatt's Inlet. Sie brachte ein deutlichen Wechsel in der marinen Fauna und schuf im Westteil des Harrington Sound ein großes flood tidal delta (Abb. 29). Im flacheren Teil besteht es im wesentlichen aus folgenden Komponenten:

- ein System mäandrierender Strömungsrinnen (Profil HS 1.1.2, Abb. 114),
- migrierende Flächen in Karbonatsand-Fazies, möglicherweise overbank deposits,
- annähernd symmetrischen Wirbelzonen mit hohen Sedimentmächtigkeiten beidseits des Einstrom-Punktes (Abb. 29).

Leider liegen aus diesem Gebiet des Harrington Sound nur relativ wenige Sedimentkerne und seismischen Profile vor. So läßt sich z.B. nicht flächig rekonstruieren, wie hoch der Beitrag von Küstentorfen zur Gesamtmächtigkeit des Gezeitendeltas ist. Im tieferen Teil des Deltas sind die Ränder der Strömungsrinnen durch *Oculina* besiedelt, was an diesen Stellen zu höheren Sedimentmächtigkeiten geführt hat (Abb. 115) und offenbar auch die Position der Rinnen fixiert.

Der Einfluß des flood tidal delta erstreckt sich bis weit in den Harrington Sound hinein; mindestens 1 km vom Einstrom-Punkt entfernt sind noch Elemente des Deltas zu erkennen (Abb. 29). In den Tiefs bildet sich der Durchbruch von Flatt's Inlet vermutlich in Form dreier *Argopecten*-Lagen ab.

Könnte dieses für den Harrington Sound so bedeutsame (und evtl. anthropogene) Ereignis auch das System der peripheren Tröge in Gang gesetzt haben? Die

Mächtigkeiten-Verteilung mariner Sedimente legt dies für das North Basin nahe, denn die beiden größten Strömungsrinnen des Deltas münden in die beiden peripheren Tröge des North Basin (Abb. 29). Schwierigkeiten bereitet diese Erklärung aber beim South Basin, denn zwischen diesem und dem Delta liegt der Middle Ridge, der an keiner Stelle niedriger als -15 m ist. Es ist schwer vorstellbar, wie die Tröge in 20 m Wassertiefe hinter dieser Barriere durch den Einstrom hätten entstehen können. Wird also das System der peripheren Tröge durch den Delta-Einstrom angetrieben, oder folgt der Thalweg des Delta-Einstroms einfach den bereits vorhandenen peripheren Trögen? Die vielleicht gewichtigsten Argumente für präexistierende Tröge sind zwei ^{14}C -Daten aus der rund 1,20 m mächtigen kondensierten marinen Abfolge des peripheren Trogs an der Kernstation HS-SHB (Tab. 12, Abb. 92). Eine *Argopecten*-Schale aus 1,12 m Kerntiefe lieferte ein Alter von 3.040 ± 70 yr BP (unkorrigiert), ein Blattrest einer Landpflanze aus 0,43 m Kerntiefe 590 ± 50 yr BP. Die Daten belegen, daß hier bereits eine kondensierte Abfolge vorlag, als das Delta noch nicht existierte.

4.3. GEOCHEMISCHE ZEITSERIEN, DATIERUNGSREIHEN, WARVENZÄHLUNG

4.3.1. C_{org} -Gehalt und C/N-Verhältnis in Gesamtsediment

Daten. -- An vier Kernen aus den Becken des Harrington Sound (HS-CB 05/2, HS-DH /B, HS-PD /1, HS-SP 04) wurden C_{org} -Gehalte und C/N-Verhältnisse des Gesamtsediments bestimmt (Abb. 30, 31).

Süßwassertorfe weisen mit Werten zwischen 30 und 40 Gew.-% die höchsten Gehalte organisch gebundenen Kohlenstoffs (C_{org}) auf. *Planorbis*-Seekreide hat durchweg niedrige C_{org} -Werte, meist deutlich unter 5 Gew.-%. *Hydrobia*-Mudde enthält bereits etwas mehr C_{org} als die Seekreide, bleibt aber meist noch unter 5 Gew.-%. Mit dem Einsetzen der Laminite steigen in drei Kernen (HS-DH /B, HS-PD /1, HS-SP 04) die C_{org} -Gehalte kräftig auf Werte um 30 Gew.-% an. Im nach oben anschließenden Abschnitt mit dunkler Feindetritusmudde und *Anodontia*-Kalkmudde geht der C_{org} -Gehalt dann wieder auf rund 5 Gew.-% zurück. In den mächtigen Laminiten des Kerns HS-DH /B sinken die C_{org} -Gehalte nach oben nahezu kontinuierlich. In der dunklen Feindetritusmudde des Kerns HS-PD /1 gibt es dagegen bei rund 2 m Kerntiefe einen Rücksprung zu höheren Werten. Diese Zweiphasigkeit ist im Kern HS-PD /1 schon an der Farbe des Sediments erkennbar, die nach oben plötzlich wieder dunkler wird. Mit dem Einsetzen polyhalin-mariner Fazies sinkt der C_{org} -Gehalt schließlich auf unter 3 Gew.-%.

C/N-Werte zwischen 30 und 40 (maximal 50) zeichnen die Süßwassertorfe aus. Seekreide hat C/N-Werte um 15; wegen der geringen C_{org} -Gehalte und bedingt durch den Rechenweg ist hier die Streuung größer. An der Basis der Mudden oberhalb der *Palustrina*-Fazies (Kerne HS-DH /B, HS-PD /1, HS-SP 04) steigen die C/N-Werte auf 20 - 25 und sinken dann bis zur Obergrenze der *Anodontia*-Mudde wieder auf Werte um 15 ab. In den Laminiten des Devil's Hole Kerns HS-DH /B sinken die Werte nahezu kontinuierlich; in den Mudden des Kerns HS-PD /1 ist dagegen wieder eine zweiphasige Entwicklung erkennbar. In den marinen Fazies schließlich sinken die C/N-Verhältnisse bis auf Werte um 10 ab. Im Kern aus dem Patton's Basin (HS-PD /1) sinken die C/N-Werte in den marinen Fazies weniger stark ab; im Kern HS-SP 04 aus dem South Basin sinken sie erst oberhalb 1 m Kerntiefe.

Hintergrund. -- C/N-Werte > 15 in rezenten Sedimenten deuten auf Makrophyten als vorherrschende Produzenten der organischen Substanz (Faust & Hunter 1971, Meyers & Eadie 1993). Für limnisches und marines Plankton sind C/N-Verhältnisse < 10 typisch (Degens & Mopper 1976, Meyers et al. 1984), ebenso für frisch abgelagerte organische Substanz mit nur wenigen Resten höherer Pflanzen (Erlenkeuser et al. 1981). Die ursprünglichen C/N-Werte des frischen Sediments können aber bald nach der Ablagerung, während der bakteriell vermittelten organischen Diagenese, in Richtung auf höhere C/N-Verhältnisse verschoben werden. Ursache ist dann die bakteriell-biochemische Umwandlung des aus anderen Quellen gelieferten organischen Materials in Biomasse (Canuel & Martens 1993), speziell die bevorzugte Zersetzung stickstoffhaltiger organischer Verbindungen (Erlenkeuser et al. 1981). Es gibt aber auch die gegenteilige Auffassung, wonach das ursprüngliche C/N-Verhältnis in Sedimenten durch selektive diagenetische Prozesse nach der Ablagerung am Seegrund nicht mehr wesentlich beeinflusst wird (Talbot & Johannessen 1992).

Diskussion. -- Die Süßwassertorfe im Harrington Sound sind aus höheren Landpflanzen entstanden, was sich auch in ihren hohen C/N-Werten um 30 oder darüber ausdrückt (Abb. 30, 31). Die Seekreiden zeigen mittelhohe C/N-Werte zwischen 10 und 20 (s. auch Erlenkeuser et al. 1981: fig. 5). Die organische Substanz in den Seekreiden setzt sich deshalb vermutlich nicht nur aus Resten von submersen Charophyten und einzelligen Algen zusammen, sondern auch aus Detritus von höheren Pflanzen der benachbarten Torfmoore.

Die erhöhten C_{org} -Gehalte im untersten Teil der Laminit-Fazies des Kerns HS-DH /B (Abb. 30) und etwa an der Grenze Laminit/Feindetritusmudde in den Kernen HS-PD /1 und HS-SP 04 (Abb. 31) gehen mit C/N-Werten von meist über 20 einher. Dies deutet auf einen gegenüber den älteren Fazies wieder zunehmenden Anteil höherer Pflanzen an der organischen Substanz hin. Als Quelle hierfür könnten z.B. Mangroven in Frage kommen, die vermutlich zu jener Zeit allmählich den Harrington Sound besiedelten. Dagegen sprechen allerdings die mit diesem Intervall einhergehenden relativ hohen $\delta^{13}C$ -Werte der organischen Substanz des Sediments. Es ist auch möglich, daß die flachen Gebiete des Harrington Sound durch Seegräser besiedelt wurden, sobald die Salinität im Epilimnion hoch genug war. Seegräser zeichnen sich durch hohe $\delta^{13}C$ -Werte und variable C/N-Werte zwischen 7 und 37 aus (Atkinson & Smith 1983, Duarte 1992, Fourqurean et al. 1992).

Ich kann nicht völlig ausschließen, daß die hohen $\delta^{13}C$ -Werte auf biochemische Umwandlungen im Sediment zurückgehen, die einen Beitrag von Landpflanzen maskieren könnten. Die nahezu lineare Abnahme der C/N-Werte im Kern HS-DH /B oberhalb 6,0 m Kerntiefe (Abb. 30) deutet an, daß Algen und anderen submersen Autotrophe allmählich zunahm, der Eintrag von Resten höherer Pflanzen dagegen sukzessive nachließ. Dies könnte mit der zunehmenden Wassertiefe zusammenhängen oder mit dem allmählichen Zurückweichen der Uferlinie. Ich vermute, daß sich in den Laminiten und Feindetritusmudden autochthone organische Komponenten aus Algenmatten oder Plankton mit überwiegend allochthonen organischen Komponenten aus höheren Landpflanzen gemischt haben. Die fluktuierenden C/N-Werte in den Feindetritusmudden und *Anodontia*-Mudden gehen vermutlich auf zeitlich variierende Anteile aus den beiden Quellen organischer Substanz zurück.

Für marines Plankton typische Werte ≤ 10 werden selbst in den karbonatischen polyhalin-marinen Fazies selten und meist spät erreicht, ausgenommen im Kern HS-CB 05/2 (Abb. 30). Dies dürfte im wesentlichen zwei Ursachen haben:

(1) Wie schon Heinrich (1983) vermutet, war der Beitrag benthischer Organismen, z.B. Makrophyten, zur organischen Substanz bis in die jüngste Zeit relativ hoch.

(2) Infolge des steigenden Meeresspiegels verschob sich der Torfgürtel um den Harrington Sound ständig hangaufwärts. Ältere Marschen wurden überflutet, die Torfe teilweise aufgearbeitet und umgelagert. Dieses semi-terrestrische bis terrestrische organische Material ist durch hohe C/N-Werte gekennzeichnet und sollte den C/N-Wert der organischen Substanz des Gesamtsediments anheben.

An einem Kern aus dem peripheren Trog des North Basin ermittelten Erlenkeuser et al. (1981) im polyhalin-marinen Abschnitt nach unten zunehmende C/N-Verhältnisse. Sie führten dies auf den Abbau von Stickstoff-haltigen Verbindungen im Sediment zurück, schlossen aber einen abnehmenden Beitrag höherer Pflanzen nicht aus. Ich halte es dagegen für unwahrscheinlich, daß das ursprüngliche C/N-Signal in den hier untersuchten Kernen durch bakteriell modulierte Diageneseprozesse wesentlich verändert wurde. Zum Beispiel läßt sich die annähernde Kongruenz der Kurven für C_{org} und C/N in 1,0 - 2,5 m Tiefe im Kern HS-PD /1 (Abb. 31) zwanglos als wechselnder Eintrag aus einer Quelle organischer Substanz mit hohen C/N-Werten, möglicherweise Landpflanzen, erklären. Gegen eine sekundäre Verfälschung durch biochemische Prozesse spricht auch der gleichbleibende C/N-Wert in 0,8 - 2,2 m Tiefe im Kern HS-SP 04. Vermutlich bilden sich in den C/N-Werten im wesentlichen Mischungsverhältnisse autochthonen und allochthonen Materials ab.

4.3.2. $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ in Gesamtsediment

An mehreren Sedimentkernen wurden $\delta^{13}C$ - und $\delta^{18}O$ -Werte der karbonatischen und der organischen Fraktion des Gesamtsediments gemessen (Abb. 32 - 35, Tab. 7, 8, 10). Die Meßreihe an der organischen Fraktion des Devil's Hole Kerns HS-DH (Abb. 32) ist älteren Datums und hat einen rund zehnmals größeren Fehler als die übrigen Meßreihen.

4.3.2.1. $\delta^{13}C$ der organischen Fraktion

Daten. -- Die $\delta^{13}C$ -Kurve der organischen Fraktion liegt bei den Süßwassertorfen und Seekreiden um -30 ‰ oder darunter (Abb. 32). Im Kern HS-DH werden die Werte im Süßwasser-Abschnitt nach oben zunehmend niedriger, nicht so bei den beiden anderen analysierten Kernen. Die Süßwasser-Torfe der Kerne HS-CB 05 /2 und HS-DH haben dagegen ähnliche $\delta^{13}C$ -Werte um -27 ‰. Die $\delta^{13}C$ -Werte der holozänen Basistorfe aus den Bermuda inshore waters schwanken zwischen $-25,3$ ‰ und $-31,3$ ‰ (Abb. 17). Bei der im Kern HS-PD /1 besonders mächtigen *Planorbis*-Seekreide fluktuieren die $\delta^{13}C$ -Werte zwischen -31 ‰ und -36 ‰ (Abb. 32).

Die $\delta^{13}C$ -Werte der *Hydrobia*-Kalkmudde sind im Kern HS-CB 05 /2 um $10 - 15$ ‰ höher als im Kern HS-PD /1 (Abb. 32).

Mit dem Einsetzen der Laminite in den Kernen HS-DH und HS-PD /1 steigen die Isotopen-Verhältnisse der organischen Fraktion rasch von -32 ‰ auf ein scharfes

Maximum bei -20 ‰ bzw. -17 ‰ . Wegen des relativ großen Probenabstands im Kern HS-DH ist möglicherweise dort das Maximum nicht genau erfaßt worden.

Im Kern HS-PD /1 folgen über diesem Isotopenmaximum Feindetritusmudde und *Anodontia*-Mudde mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, die zwischen -20 ‰ und -25 ‰ schwanken. Der Umschwung zur karbonatreichen *Argopecten*-Fazies bildet sich in der Isotopenkurve zwar noch durch $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ab, die erneut auf ca. -20 ‰ ansteigen. Darüber endet die Datenreihe aber, weil die Menge organischer Substanz in den analysierten Proben zu gering war. In der weniger hoch auflösenden Datenreihe des Kern HS-DH liegen dagegen Meßwerte für diesen obersten Abschnitt vor (Abb. 32). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte steigen dort von -20 ‰ an der Basis der *Argopecten*-Fazies allmählich bis auf über -19 ‰ PDB an und gehen dann in der *Argopecten*-*Arcopsis*-Fazies langsam wieder auf unter -21 ‰ PDB zurück. Im Kern HS-CB 05 /2 aus dem North Basin ist der Verlauf der Kurve in den marinen karbonatischen Fazies ähnlich wie im Kern HS-DH, wenn auch geringfügig zu niedrigeren Werten verschoben.

Hintergrund. -- Die $\delta^{13}\text{C}$ -Variation in autotrophen marinen, limnischen und terrestrischen Organismen ist groß, ebenso die von organischer Substanz in Sedimenten (Abb. 36; Schidlowski et al. 1984). Letzlich ist dies eine Folge der isotopisch unterschiedlich zusammengesetzten Kohlenstoff-Quellen, die von den jeweiligen Organismen bei der Photosynthese erschlossen werden (Park & Epstein 1960, Hoefs 1987). Gefäßpflanzen haben $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -6 und -34 ‰ (Bender 1971, Smith & Epstein 1971, O'Leary 1981). Terrestrische Pflanzen unterscheiden sich in den Isotopen-Verhältnissen ihres Kohlenstoffs, weil sie bei der Photosynthese unterschiedliche Carboxylierungs-Enzyme mit jeweils anderen biochemischen Eigenschaften einsetzen (Abb. 36; Hoefs 1987). $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von marinen Pflanzen können ebenfalls stark schwanken, z.B. bei den isotopisch schweren Seegräsern zwischen -3 und -19 ‰ (McMillan et al. 1980). Marines Phytoplankton tropischer und gemäßigter Breiten zeigt typischerweise $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -18 und -24 ‰ (McMillan et al. 1980). Bei submersen Süßwasser-Pflanzen beobachteten Osmond et al. (1981) eine $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungsbreite von -11 bis -51 ‰ . Die isotopische Zusammensetzung autotropher Organismen wird über die Nahrungskette weitergegeben, so daß Kohlenstoff in tierischem Gewebe Isotopenverhältnisse hat, die denen der bevorzugten Nahrung entsprechen oder maximal $0,5 - 1 \text{ ‰}$ höher sind (Fry & Parker 1979, Fry 1984, Zieman et al. 1984, Schidlowski et al. 1985).

Die Zusammensetzung der Kohlenstoff-Isotope in der organischen Substanz aquatischer Sedimente variiert mit einer Reihe von Faktoren (Håkansson 1985). Auch hier ist vor allem die Herkunft des Kohlenstoffs wichtig. Bei der Photosynthese aquatischer Organismen wird gelöster anorganischer Kohlenstoff (DIC) in die Zelle aufgenommen und dort weiterverarbeitet (Park & Epstein 1960). Die isotopische Zusammensetzung des DIC beeinflusst deshalb den $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des daraus photosynthetisierten organischen Materials. Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des DIC wiederum kann sich verändern, wenn organisches Material in das aquatische Milieu transportiert und dort veratmet und remineralisiert wird. Lin et al. (1991) und Fry et al. (1977) berichteten beispielsweise, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Seegras und organischer Substanz in marinem Sediment dort besonders niedrig waren, wo regelmäßig viele Blätter und anderer Detritus von Mangroven eingetragen wurden. Auch das regelmäßig beobachtete Absinken der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sedimentären organischen Materials von etwa -20 ‰ auf -26 ‰ mit zunehmender Annäherung an das Festland geht

vermutlich auf den zunehmenden Eintrag terrestrischen organischen Materials zurück (Hedges & Parker 1976, Gearing et al. 1977).

Bei der Photosynthese der meisten aquatischer Organismen muß zunächst CO_2 in die Zelle diffundieren. In einem zweiten Schritt wird dann CO_2 in der Zelle enzymatisch an ein organisches Molekül gebunden (Raven 1970, Schidlowski et al. 1984). Die Anreicherung von ^{12}C durch Fraktionierung ist im zweiten Schritt 5 - 10 mal größer als bei der vorausgehenden Diffusion. Bei C_3 -Autotrophen ist im Normalfall die Diffusion nicht der die Geschwindigkeit bestimmende Schritt, weshalb die starke Fraktionierung bei der anschließenden enzymatische Reaktion voll zum Tragen kommen kann. Wenn aber im Wasserkörper nur wenig CO_2 zur Verfügung steht, wie z.B. bei Hypersalinität und hoher Temperatur, bestimmt die Diffusion die Rate der Gesamtreaktion. In diesem Fall wirkt sich die Fraktionierung bei der enzymatischen Reaktion nicht mehr stark aus, und ^{12}C wird im Gewebe nicht mehr so stark angereichert wie sonst. Unter diesen Umständen können auch autotrophe Organismen, die nach der C_3 -Reaktion photosynthetisieren, vergleichsweise hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen, wie sie sonst nur für C_4 -Pflanzen üblich sind (Schidlowski et al. 1984, 1985, Håkansson 1985).

Sedentäre Torfe liegen im Durchschnitt bei $-26,5 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$ (Smith & Epstein 1971, Troughton 1972, Deines 1980). Einer der Gründe für unterschiedliche Isotopen-Zusammensetzungen bei Torfen liegt im wechselnden Anteil von C_3 - und C_4 -Pflanzen an der Torfmasse (Aucour & Hillaire-Marcel 1993).

Schließlich beeinflussen auch postsedimentäre biochemische Prozesse das Isotopenverhältnis von organischem Kohlenstoff in Sedimenten, oft unter Mitwirkung von Bakterien (Brown et al. 1972, Spiker & Hatcher 1984). Dies liegt unter anderem an der ungleiche Verteilung von ^{13}C in photosynthetisierten Lipiden, Kohlehydraten und Proteinen (Park & Epstein 1960, Hoefs 1987). Kohlehydrate werden ebenso wie Proteine besonders rasch enzymatisch zersetzt (Huc 1980). Weil Kohlehydrate relativ reich an ^{13}C sind, kann ihr Abbau den durchschnittlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der verbleibenden organischen Substanz sinken lassen (Hatcher et al. 1982, Spiker & Hatcher 1984).

Diskussion. -- Die Süßwassertorfe bestehen praktisch vollständig aus organischem Material höherer Pflanzen. Das belegen nicht nur die typischen C/N und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 30 - 32), sondern auch die organisch-geochemischen Untersuchungen.

In der Anfangsphase des Süßwasser-Stadiums bestanden im Harrington Sound Basin mehrere kleine, weitgehend voneinander isolierte Seen. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Seekreiden stark voneinander abweichen. Vermutlich spielten Unterschiede in Bewuchs, Temperatur und Produktivität eine Rolle. Die sehr niedrigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um -35 ‰ in der Seekreide des Kerns HS-CB 05 (Abb. 32) sind untypisch für Characeen, weil diese nach Håkansson (1985) eher zwischen -18 ‰ und -20 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ liegen. Möglicherweise waren eukaryotische Algen oder Bakterien (Abb. 36) hier stärker beteiligt als etwa im Devil's Hole Basin.

Das auffällige Isotopenmaximum im untersten Teil der Laminit-Fazies (Kerne HS-DH, HS-PD /1, Abb. 32) erreicht $-17,3 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$. In diesem Abschnitt des Kerns beginnen auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der karbonatischen Fraktion auf hohe, kurz darüber sogar positive Werte zu steigen. Weitere Kennzeichen der Abfolge im Umfeld dieses Isotopen-Maximums sind:

- feine Lamination,
- Einschaltung calcitischer Laminae mit möglicherweise bakteriell induzierten Kristallkeimen (Taf. 5 f, 13 g-h),
- schlechte Diatomeen-Erhaltung (planktische? Süßwasserformen),
- lagenweise Massenvorkommen von Ostracoden,
- einzelne Schalen der euryhalinen Schnecke *Hydrobia*.

Diese Charakteristika legen den Schluß nahe, daß die Laminite in diesem Teil der Abfolge in oder unter Mikrobenmatten entstanden sind, vermutlich im Monimolimnion des damals allmählich mit Salzwasser unterschichteten Sees. Schidlowski et al. (1985) beschrieben mikrobiell gebildete Sedimente aus den hyperhalinen Milieus des Solar Lake und der Gavish Sabkha, die recht ähnliche Merkmale zeigen. Die Matten bestehen dort aus einer dünnen oxischen Schicht aus autotrophen Cyanobakterien und Algen, unter der eine anoxische Schicht mit autotrophen chemosynthetisierenden Bakterien liegt (Krumbein et al. 1977, Schidlowski et al. 1985). In dieser anoxischen Schicht wird Karbonat um Bakterienhüllen gefällt (Krumbein 1978). Zwar liegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der organischen und karbonatischen Fraktion am isotopisch leichten Ende des von Schidlowski et al. (1985) registrierten Spektrums für Mikrobenmatten. Dies läßt sich aber leicht auf die unterschiedliche Salinität und Temperatur zurückführen, die im Harrington Sound wohl nie wesentlich über 35 ‰ bzw. 35°C angestiegen sind. Anders als im Solar Lake und in der Gavish Sabkha wurde deshalb nicht das Stadium der CO_2 -Verarmung in der Wassersäule erreicht, in welchem die Diffusion von CO_2 in die Zelle hinein zum geschwindigkeitsbestimmenden Schritt der Photosynthese wird. Nur in diesem Stadium können aber von C_3 -Autotrophen extrem schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte erreicht werden, wie Schidlowski et al. (1985) beschreiben.

Gegen die Entstehung der karbonatischen Lagen in oder unter Mikrobenmatten sprechen meiner Meinung nach aber das laterale Aushalten einzelner Laminae über mehrere Zehner Meter, die nach oben im Kern sich allmählich verändernde Lithologie der Laminite und die gleichkörnigen Calcit-Rhomboeder in vielen hellen Lagen des Typs 1. Es bleibt vorerst unsicher, ob diese Karbonat-Kristalle wirklich unter Mikrobenmatten entstanden sind, oder ob sie in der Wassersäule gefällt wurden und nur auf Mikrobenmatten herabgesunken sind. Die in diesem basalen Abschnitt der Laminite hohen Isotopenwerte scheinen jedenfalls für eine Fällung in der Nähe chemoautotropher Bakterien zu sprechen.

Möglicherweise sind die Karbonat-Mineralen saisonal an der Chemokline, d.h. der Obergrenze des Monimolimnions, gefällt worden und von dort auf benthische Algen/Bakterienmatten gesunken. Auch während der Stagnationsphase im heutigen Harrington Sound treten knapp unterhalb der Thermokline flächenhaft Populationen von anoxisch photosynthetisierenden Schwefelbakteriums *Chlorobium phaeobacterioides* auf (von Bodungen 1982).

Stratigraphisch höher verändert sich das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal nach dem Rückgang auf weniger hohe Werte nur wenig, ausgenommen im Kern HS-PD /1 (Abb. 32). Chemoautotrophe Bakterien scheinen nach der Phase des Isotopen-Maximums nicht mehr nennenswert an der Karbonatbildung beteiligt gewesen zu sein. Die in den organischen Mudden des Kerns HS-PD /1 Kerns dokumentierten rhythmischen Schwankungen (Abb. 32) reflektieren wahrscheinlich wechselnde Einträge aus isotopisch unterschiedlichen Quellen organischen

Materials, z.B. höhere Pflanzen versus planktische Algen. Gegen einen nochmals zunehmenden Süßwasser-Einfluß spricht der paläontologische Befund.

Wie die Werte um $20 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$ nahelegen, dominieren im obersten, marinen Abschnitt Reste submerser Makrophyten und marinen Phytoplanktons. Ob sich in dieser Phase isotopisch schwere Seegräser ausgebreitet haben wie z.B. von den Bahamas beschrieben (Rasmussen et al. 1990), oder ob diagenetische Prozesse eine stärkere Rolle gespielt haben, ist unklar.

4.3.2.2. $\delta^{13}\text{C}$ von Gesamtkarbonat

Daten. -- Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der karbonatischen Fraktion und der organischen Fraktion des Gesamtsediments kovariieren fast über die gesamte holozäne Abfolge, allerdings phasenverschoben (Abb. 32, 33). Im besonders dicht beprobten Kern HS-PD /1 folgen die Extremwerte der karbonatischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve meist einen Probenabstand (10 cm) nach dem entsprechenden Extremwert der organischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve. Die Amplitude der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve für die organische Fraktion ist annähernd doppelt so groß wie die Amplitude der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve für die karbonatische Fraktion.

Im Kern HS-DH (9-9-75) sind die Kurven unterhalb 6,5 m Kerntiefe scheinbar gegenläufig. Eine detaillierte Meßreihe am neu geöffneten Parallelkern HS-DH /B (Abb. 33) hat dies zumindest für den oberen Teil der Seekreide-Fazies aber nicht bestätigt. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve der karbonatischen Fraktion im Kern HS-DH /B verläuft oberhalb 7,5 m Kerntiefe parallel zur geringer auflösenden $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve der organischen Fraktion des Kerns HS-DH (9-9-75) (Abb. 32, 33).

Im limnischen Abschnitt des Kerns HS-DH /B ("marl", Abb. 33) verläuft die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve für die karbonatische Fraktion glatt. In den entsprechenden Abschnitten der Kerne HS-PD /1 und HS-SP 04 zeigen sich dagegen rhythmische Schwankungen.

In allen drei Kernen, in denen Laminite oder organische Mudden über dem limnischen Abschnitt liegen, fällt das scharfe Maximum der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven für Gesamtkarbonat im untersten Teil der Laminite-Fazies auf (Abb. 33: Kerne HS-DH /B, HS-PD /1, HS-SP 04). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve der organischen Fraktion zeigt etwa im selben Niveau ein ebenso auffälliges Maximum (Abb. 32).

Im polyhalinen bis marinen Abschnitt der Kerne, d.h. im höheren Teil der Laminite und Mudden und in den marine Silten, ist die isotopische Zusammensetzung des Gesamtkarbonats meist sehr einheitlich (Abb. 33). Weil die isotopische Zusammensetzung der einzelnen Komponenten-Typen von marinen karbonatischen Sedimenten aber recht unterschiedlich ist (Abb. 36, Milliman 1974), sind die kleinen Schwankungen der isotopischen Zusammensetzung im marinen Abschnitt nur noch wenig aussagekräftig. Abgesehen von geringfügig niedrigeren Werten nahe der Basis liegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für Gesamtkarbonat in der polyhalin-marinen Karbonat-Fazies zwischen 0 ‰ und -1 ‰ .

$\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse $>0 \text{ ‰}$ treten in den untersuchten holozänen Sedimenten nur in der Laminite-Fazies (Typ 1) und in den höchsten Abschnitten der *Hydrobia*-Mudde auf (Abb. 33). Der maximale Wert wird mit $3,1 \text{ ‰}$ in den Laminiten erreicht. Beide Fazies zeichnen sich durch eine große Spannweite in den $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen der karbonatischen

Fraktion aus. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für die Hydrobia-Fazies variieren mit einer Spanne von bis zu 7 ‰ am stärksten (Abb. 33, 34).

An einem Ausschnitt aus den Laminiten des Typs 2 wurde die isotopische Zusammensetzung des Gesamtkarbonats mit hoher Auflösung untersucht (Abb. 35 Taf. 4 f). Die ausgeprägte sedimentäre Rhythmik bildet sich auch in den $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnissen ab, allerdings nicht einheitlich. Die dunklen Lagen korrelieren häufig mit Minima der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve variiert in ähnlicher Weise, allerdings oft mit entgegengesetzter Polarität. Den hochfrequenten $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen mit der Periode 1 (= 1 Jahr) überlagert sich im untersuchten Abschnitt eine längere Schwankung etwa mit der Periode 7. Ob die längere Periode signifikant ist, läßt sich anhand der kurzen Zeitreihe nicht beurteilen.

Hintergrund. -- Die isotopische Zusammensetzung von Kohlenstoff in Karbonat-Mineralen, die aus See- oder Meerwasser gefällt werden, hängt in erster Linie von der isotopischen Zusammensetzung des im Wasser gelösten anorganischen Kohlenstoffs (DIC) ab. Diese wiederum wird im wesentlichen durch den Partialdruck von gelöstem CO_2 (= $p\text{CO}_2$) und durch die Temperatur bestimmt. Die Temperatur beeinflußt die isotopische Zusammensetzung nicht direkt, sondern über den $p\text{CO}_2$. Wenn die Temperatur steigt, sinkt der $p\text{CO}_2$. Vor allem während der sommerlichen Wachstumsperioden des Planktons reichert sich ^{13}C im DIC der oberen Wasserschichten an, teils wegen des Exports von organischer Substanz in tiefere Wasserschichten, teils infolge physiko-chemischer Prozesse (Mook et al. 1974, Berger & Vincent 1986, Herczeg & Fairbanks 1987).

In Seen kann sich durch Veratmung organischer Substanz das Hypolimnion mit ^{12}C anreichern, während das Epilimnion gleichzeitig an ^{12}C verarmt. Typischerweise tritt diese Situation in gemäßigten Breiten im Sommerhalbjahr auf (Dean & Stuiver 1993).

Mikrobieller Abbau von organischer Substanz im Sediment findet im Idealfall in voneinander getrennten, übereinanderliegenden Stockwerken statt (Allison et al. 1995). Im anaeroben Abbaumilieu spielen methanproduzierende Bakterien nur dann eine wichtige Rolle bei der Isotopen-Fraktionierung von Kohlenstoff, wenn keine Sulfate im Porenwasser verfügbar sind. Bei der bakteriellen Methanogenese entsteht isotopisch leichtes CH_4 und isotopisch schweres HCO_3^- (Turner & Fritz 1983). Solange Sulfat verfügbar ist, dominieren die sulfatreduzierenden Bakterien und verhindern die Methanogenese (Winfrey & Zeikus 1977).

Diskussion. -- Die enge Kopplung zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven für die karbonatische und die organische Fraktion (Abb. 32) veranschaulicht, daß die Isotopen-Zusammensetzung beider Fraktionen im wesentlichen von der isotopischen Zusammensetzung des DIC bestimmt wird. Im holozänen Harrington Sound Basin wurde das Isotopen-Verhältnis des DIC umgekehrt durch remineralisierte organische Substanz stark beeinflusst. Obwohl vermutlich die Remineralisierungsraten recht hoch waren, wurde ein Teil der das primäre Isotopensignal tragenden organischen Substanz in das Sediment eingebettet. Nur ein Teil davon wurde remineralisiert und als DIC in den Wasserkörper zurückgeführt. Hieraus resultierte eine dem primären Isotopensignal nachteilige Phase. Alternativ wäre denkbar, daß durch mikrobielle Aktivität im Sediment organische Substanz remineralisiert wird, als DIC im Porenwasser aufsteigt und noch unter der Sediment-Oberfläche als Karbonat gefällt wird, z.B. in Mikrobenmatten wie von Schidlowski et al. (1985) beschrieben. Zumindest für die Laminite des Typs 1, die mit dem ausgeprägten Isotopenmaximum

einhergehen, ist dies naheliegend. Umso mehr, als auch die maximalen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der karbonatischen Fraktion die von Schidlowski et al. (1985) für die Laminite der Gavish Sabkha genannten (Minimal-)Werte annähernd erreichen.

Allerdings bestand die isotopische Kopplung zwischen der organischen und der karbonatischen Fraktion praktisch das gesamte Holozän hindurch in annähernd gleicher Weise (Abb. 32). Dies schließt eine Kopplung über bestimmte Typen von Mikrobenmatten aus, wenn diese nur während bestimmter Phasen der holozänen Entwicklung des Beckens verbreitet waren, z.B. während der Ablagerung der Laminite vom Typ 1. Ich vermute deshalb, daß das remineralisierte DIC zurück bis in den Wasserkörper gelangte und nicht unterhalb der Sediment-Oberfläche gefällt wurde.

Die starken Schwankungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für die Karbonat-Fraktion in den Seekreiden des Kerns HS-SP 04 gehen vermutlich auf die 4 - 5 m geringere Wassertiefe an dieser Station zurück, verglichen mit den Beckenkernen (Abb. 33). Stärker wechselnde Temperatur und Evaporation im flachen Wasser und zeitweilig stärkerer Eintrag von terrestrischem Pflanzendetritus sind im flacheren Wasser zu erwarten. Auch die Patton's Basin Station HS-PD /1 scheint generell stärker von terrestrischem Eintrag betroffen gewesen zu sein als die Devil's Hole Station HS-DH. Hierauf weisen die im Patton's Basin stärker schwankenden Werte für das Kohlenstoff-Isotopenverhältnis der organischen und der karbonatischen Fraktion hin, aber auch die stärker als im Devil's Hole Basin schwankenden C/N-Werte.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte der karbonatischen und der organischen Fraktion verschieben sich von *Hydrobia*-Mudde zu Laminit-Fazies um mehrere Promille zu höheren Werten (Abb. 32, 33). Dies zeigt eindeutig die Ingression von Salzwasser in den ehemals limnischen Wasserkörper an.

Die saisonalen $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen von Gesamtkarbonat in den Laminiten des Typs 2 sind schwer zu deuten. Wahrscheinlich weisen die Minima der Kurve auf stärkere Remineralisation organischen Materials hin. Diese $\delta^{13}\text{C}$ -Minima fallen aber fast immer mit Maxima der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve und mit dunklen Warvenlagen zusammen. Beides spricht für Winterlagen.

4.3.2.3. $\delta^{18}\text{O}$ im Gesamtkarbonat

Daten. -- An vier Kernen aus den Becken des Harrington Sound wurden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat ermittelt (Abb. 33, 35). Zwei Gruppen sind erkennbar:

- In den Kernen HS-DH /B und HS-PD /1 aus den Tiefs ist der Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte grundsätzlich ähnlich. Im Süßwasser-Abschnitt sind Werte zwischen $-2,5 \text{ ‰}$ und $-4,0 \text{ ‰}$ kennzeichnend. Am Ende der Süßwasserphase beginnen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte etwas früher, d.h. ca. 10-20 cm tiefer im Kern, zu steigen als die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Über die *Hydrobia*-Kalmudde und die Laminit-Fazies hinweg steigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis auf ein Maximum von 0 ‰ im Kern HS-DH /B bis auf $0,8 \text{ ‰}$. Dieses Maximum tritt in beiden Kernen ca. 50 cm über dem Maximum der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven auf und fällt genau (HS-DH /B) oder annähernd (HS-PD /1) mit einem ausgeprägten Minimum der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve für die karbonatische Fraktion zusammen. Über diesem $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit eher kleineren Schwankungen auf ein Minimum von

etwa $-1,3 \text{ ‰}$ in den marinen Karbonat-Fazies. Noch weiter nach oben steigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte wieder an, bleiben aber bis zuoberst $<0 \text{ ‰}$.

- In den Kernen HS-SP 04 und HS-CB 05 /2 liegt das jeweilige Maximum ($0-0,5 \text{ ‰}$) der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven an der Basis der polyhalin-marinen Karbonat-Fazies (Abb. 33). Höher im Kern sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zunächst bis auf minimal $-1,5 \text{ ‰}$ und steigen dann wieder bis auf maximal $0,5 \text{ ‰}$. Unterhalb der polyhalin-marinen Karbonat-Folge sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf minimal -3 ‰ (HS-SP 04) bzw. -2 ‰ . Kern HS-SP 04 zeichnet sich außerdem durch besonders stark schwankende ^{18}O -Werte in der *Hydrobia*-Kalkmudde aus. Die *Planorbis*-Fazies fehlt in diesem Kern.

Die Varianz der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse ist geringer als die der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 34). Positives $\delta^{18}\text{O}$ oder $\delta^{13}\text{C}$ sind im wesentlichen auf die Laminit-Fazies beschränkt. Auffällig sind die stark negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Verbindung mit hohen positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in der Karbonat-Fraktion eines pleistozänen Bodens.

In den Laminiten des Typs 2 fallen die saisonalen Maxima der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve fast immer mit dunklen Lagen zusammen (Abb. 35). $\delta^{18}\text{O}$ -Werte >0 werden hier nicht erreicht.

Hintergrund. -- Im Ozean werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei der Karbonatfällung lokal vor allem über Temperatur und Salinität gesteuert. Die Salinität beeinflusst dabei das Isotopen-Verhältnis des Wassers, aus dem Karbonat gefällt wird. In Seen treten als weitere wichtige Faktoren der Ein- und Ausstrom, oberflächlich oder als Grundwasser, und die Bilanz von Evaporation und Niederschlag hinzu (Gat 1995). Durch Evaporation werden im Oberflächenwasser, auch dem des Ozeans, schwere Isotope angereichert. Im begrenzten Wasserkörper von Seen macht sich dies allerdings stärker bemerkbar. Es gibt zwei Gründe für die Anreicherung von ^{18}O in Wasser, das in Kontakt mit der Atmosphäre steht (Craig & Gordon 1965):

- höherer Dampfdruck des leichten Isotops (equilibrium isotope effect),
- unterschiedlich rasche Diffusion der Isotope durch die Luft/Wasser-Grenzschicht (kinetic isotope effect).

Seen zeigen typischerweise saisonale Schwankungen in der Isotopen-Zusammensetzung des Sauerstoffs. Die Gründe hierfür sind wechselnde saisonale Evaporationsraten und vor allem wechselnde isotopische Zusammensetzungen des Ein- oder Durchflusses (Gat 1995).

Die Verweildauer des Wassers im See entscheidet darüber, wie rasch sich ein Wechsel der Eingabeparameter, wie z.B. Evaporation oder Durchfluß, in der isotopischen Zusammensetzung des Seewassers bemerkbar macht. Je flacher ein See ist, desto besser steht seine isotopische Zusammensetzung im Gleichgewicht mit allen aktuellen kontrollierenden Faktoren. Änderungen der Eingabeparameter werden sich dann schnell und kräftig in der isotopischen Zusammensetzung des Seewasser bemerkbar machen. Bei hoher Verweildauer ist das Gegenteil der Fall. Isotopische Zusammensetzungen von Seen mit Verweildauern über einem Jahr fluktuieren nur wenig um einen langfristigen Mittelwert (Gat 1995).

Diskussion. -- Der Salinitäts-Anstieg in der *Hydrobia*-Kalkmudde und der Laminit- oder Feindetritusmudde-Fazies bildet sich in den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven durch eine kräftige Verschiebung zu höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ab. Die Differenz zwischen den mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der

marinen und der limnischen Fazies ($\Delta_{ML} = \delta^{18}O_{\text{marin}} - \delta^{18}O_{\text{limnisch}}$) ist unterschiedlich: in den beiden Kernen aus den tiefsten Becken rund 3 ‰ (Abb. 33, Kerne HS-DH /B, HS-PD /1), in den Kernen aus geringerer Wassertiefe < 1 ‰. Der geringere Wert von Δ_{ML} in den Kernen aus flacherem Wasser geht vor allem auf die dort höheren Werte für $\delta^{18}O_{\text{limnisch}}$ zurück (Abb.33). Vielleicht bildet sich in den Kernen aus geringerer Wassertiefe schon die typische oberflächennahe ^{13}C -Anreicherung (s. oben) ab. Vielleicht repräsentiert die *Hydrobia*-Fazies im Kern HS-CB 05 /2 aber auch allein die spätere Phase der Verbrackung, gekennzeichnet durch bereits deutlich höhere Salinität.

Die starken Schwankungen von $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ in der karbonatischen Fraktion der *Hydrobia*-Kalkmudde des Kerns HS-SP 04 (Abb. 33) könnten durch lokale Austritte von Meerwasser hervorgerufen worden sein. Mit in das Bild einer lokal höheren Salinität an der Station HS-SP 04 passen, wie oben schon erwähnt, das dortige Fehlen der limnisch *Planorbis*-Fazies und die auffällig häufigen Gipskristalle im Basistorf des Kerns HS-SP 04 (Taf. 7 e). Diese oft linsigen Gipskristalle sind im Sedimentkern durch Oxidation von Sulfiden entstanden. Cohen et al. (1984) fanden in Florida die höchsten Sulfid-Gehalte in brackischen und marinen Torfen.

Interessant ist die Übereinstimmung der $\delta^{18}O$ -Kurve mit Informationen aus den Diatomeen-Analysen am Kern HS-DH /B. Beide Datensätze legen nahe, daß bei ca. 5,5 m Kerntiefe annähernd marine Salinitäten im Devil's Hole Basin erreicht waren. 10 cm darüber erreicht die $\delta^{18}O$ -Kurve für den Kern HS-DH /B ihr Maximum mit +0,8 ‰, während die $\delta^{13}C$ -Werte der karbonatischen Fraktion gleichzeitig ein kräftiges Minimum aufweisen (Abb. 33). Ein ähnliches, mit $\delta^{13}C$ von Gesamtkarbonat negativ korreliertes $\delta^{18}O$ -Maximum tritt auch in den anderen drei analysierten Kernen auf:

- im Kern HS-PD /1 in 230 cm Kerntiefe (das $\delta^{13}C$ -Minimum liegt hier 20 cm tiefer),
- im Kern HS-SP 04 in in 240 cm Kerntiefe,
- im Kern HS-CB 05 /2 in 260 cm Kerntiefe.

Weil noch nicht alle Diatomeen-Analysen aus diesem Abschnitt vorliegen, kann ich dieses $\delta^{18}O$ -Maximum nur vorläufig deuten. Ich nehme an, daß die Anreicherung von ^{18}O auf Evaporation zurückgeht:

Der Wasserkörper hatte, wie die Diatomeen nahelegen, in dieser Phase nahezu marine Salinität erreicht. Gleichbleibend starke (oder zunehmende?) sommerliche Evaporation führte zur Anreicherung von ^{18}O über das heute feststellbare Maß hinaus, weil gegenüber heute die Verbindung zum umgebenden Ozean schlechter und der Wasserkörper flacher war. Es ist möglich, daß infolge Evaporation auch die Salinität in flacheren Beckenteilen zeitweilig über 35-36 ‰ anstieg.

Das $\delta^{18}O$ -Maximum ist in den vier untersuchten Kernen wahrscheinlich eine Isochrone.

Ich vermute, daß das $\delta^{13}C$ -Minimum von Gesamtkarbonat ein primäres Signal ist und kein diagenetisches. Trifft das zu, könnte es eine zeitweilig veränderte Zirkulation anzeigen. Ein Hinweis auf die primäre Natur des $\delta^{13}C$ -Minimums ist, daß z.B. im Kern HS-PD /1 die $\delta^{13}C$ -Kurve für die organische Fraktion das gleiche Minimum bereits 10 cm tiefer zeigt.

Eine Möglichkeit veränderter Zirkulation wäre z.B. kurzlebige sommerliche anti-ästuarine Zirkulation, getrieben durch höher haline Wassermassen aus flachen Beckenteilen. Verbesserte sommerliche Tiefenzirkulation würde in verstärkt aeroben Abbau und Remineralisation organischer Substanz resultieren, und möglicherweise das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis des DIC zu kleineren Werten hin verschieben. Erhöhte Salinität in eingeschnürten Becken ist selbst unter dem heutigen humiden Klima nicht ausgeschlossen, denn in einigen der von Land völlig umschlossenen marinen ponds der Bermuda Inseln können Salinitäten von $\leq 42,5 \text{ ‰}$ im Oberflächenwasser erreicht werden (Thomas et al. 1991, Thomas & Wassmann 1992). Ein mögliches Quellgebiet höher haliner Wässer könnte z.B. die damals weitgehend abgeschnürte My Lord's Bay gewesen sein (Abb. 24).

In den polyhalin-marinen, karbonatischen Fazies sind die Kurven für $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ der karbonatischen Fraktion annähernd gegenläufig (Abb. 23). Dies könnte ein Temperatursignal sein oder eine Änderung in der durchschnittlichen Zusammensetzung des Sediments widerspiegeln.

Hinweise auf ein saisonales Temperatursignal gibt die hochauflösende $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihe an Laminiten des Kerns HS-DH /B (Abb. 35). Wie oben bereits diskutiert, fallen dort die $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima mit dunklen Lagen zusammen, die ich als Winterlagen interpretiere.

4.3.3. $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ von Mollusken, Foraminiferen, Seekreide-Röhren

Ansatz. -- Bei drei Kernen (HS-DH /B, HS-PD /1, HS-HI 02) wurden $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte an Schalen ausgewählter Foraminiferen und Mollusken und an bioinduzierten calcitischen Krusten bestimmt (Abb. 37-43). Alle drei Kerne stammen aus den Becken des Harrington Sound. Die von Wefer et al. (1981) im Detail untersuchten Großforaminiferen treten in den marinen Beckenfazies nicht auf. Kern HS-DH /B wurde besonders dicht beprobt, um auch hochfrequente Schwankungen zu erfassen. Mit den weit gesteckten Probenreihen an den beiden anderen Kerne sollte lediglich überprüft werden, ob die Datenreihe aus dem Devil's Hole auch für andere Teile des Harrington Sound repräsentativ ist.

Ziele dieser Analysen waren anfangs (1) die Korrelation zwischen unterschiedlichen Beckenteilen innerhalb der polyhalinen-marinen Abfolge und (2) das Auffinden möglicher Klima-Signale. Die beckenweite Korrelation mit Hilfe von Isotopen-Ereignissen ließ sich nicht durchführen, weil die hochfrequente Zyklik im Kern HS-DH /B zusammen mit den Parallel-Analysen an unterschiedlichen Arten die für diesen Teilaspekt zur Verfügung stehenden Mittel ausgeschöpft hatten. Parallel-Analysen mehrerer Arten aus einer Probe waren nötig, um die Eignung der vorhandenen Arten als Paläomilieu-Indikatoren zu prüfen.

Hintergrund. -- Wie schon Emiliani (1955) gezeigt hat, steckt in den Isotopenverhältnissen von Foraminiferen-Schalen ein großes paläoklimatisches Potential. Um es voll ausschöpfen zu können, sind allerdings genaue Informationen über die Lebensweise des Tieres, über die artspezifische isotopische Fraktionierung beim Bau des kalkigen Gehäuses und über die isotopische Zusammensetzung des umgebenden Wassers nötig. In Seen sind die Zusammenhänge, die die Verteilung der Isotope in karbonatischen Ausfällungen bestimmen, besonders komplex. Isotopenverhältnisse von Sauerstoff in lakustrinem Karbonat sind deshalb oft ungeeignet, um Aussagen über Paläotemperaturen zu machen

(Stuiver 1970, Eugster & Kelts 1983). Dennoch sind auch hier paläoklimatische Aussagen z.B. zum Ausmaß der Evaporation möglich.

Für das Isotopenverhältnis des Sauerstoffs sind bei biogenen Karbonaten generell folgende Faktoren entscheidend (Murray 1991):

- die Mineralphase (Calcit, Aragonit),
- die isotopische Zusammensetzung des Wassers, in dem der Organismus lebt,
- die Temperatur des Wassers während des Lebens,
- Vitaleffekte.

Die Schalen der beiden hier untersuchten Schneckenarten sind aragonitisch, die der Foraminiferen calcitisch. Aragonit und Calcit fraktionieren Sauerstoff-Isotope unterschiedlich (Tarutani et al. 1969):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Aragonit}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Calcit}} = 0,6 \text{ ‰ bei } 25^\circ\text{C}.$$

Welche Faktoren die isotopische Zusammensetzung des Wassers kontrollieren, wurde bereits weiter oben diskutiert. Epstein et al. (1951, 1953) haben die Temperatur-Abhängigkeit der Sauerstoff-Fraktionierung experimentell untersucht. Craig (1965) schlug die folgende, mittlerweile klassische Gleichung vor:

$$t = 16,9 - 4,206 (\delta^{18}\text{O}_C - \delta^{18}\text{O}_W) + 0,13 (\delta^{18}\text{O}_C - \delta^{18}\text{O}_W)^2$$

mit t = Temperatur, $\delta^{18}\text{O}_W$ = $\delta^{18}\text{O}$ des Wassers, $\delta^{18}\text{O}_C$ = $\delta^{18}\text{O}$ des Calcits.

Steigt die Wassertemperatur um 1°C , sinkt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert einer Schale, die im isotopischen Gleichgewicht aus diesem Wasser gefällt wird, um $0,25 \text{ ‰}$.

Im Idealfall sollte biogener Calcit in isotopischem Gleichgewicht mit dem umgebenden Wasser gefällt werden. Wegen der sogenannten Vital-Effekte ist das häufig aber nicht der Fall. Hierzu zählen nach Murray (1991):

- Aufnahme von metabolischem CO_2 während der Calcifikation,
- Wachstumsrate oder Calcifizierungsrate
- physiologische Veränderungen während der Ontogenie,
- kinetische Isotopen-Effekte beim Transport der Ionen an den Ort der Calcifizierung,
- photosynthetische Aktivitäten von Symbionten.

Gegenüber Gleichgewichtsbedingungen führen Vital-Effekte zur relativen Anreicherung von ^{16}O im Karbonat.

$\delta^{13}\text{C}$ -Variation in biogenen Karbonaten geht auf folgende Faktoren zurück (Murray 1991):

- die isotopische Zusammensetzung des im umgebenden Wasser gelösten DIC,
- Vital-Effekte,
- Mikrohabitat-Effekte.

Die Anreicherung von ^{12}C in organischem Gewebe während der Photosynthese ist gut untersucht. Die isotopischen Gleichgewichte beim Aufbau von biogenem Karbonat sind dagegen weniger gut geklärt. Viele Foraminiferen scheinen $\delta^{13}\text{C}$ im isotopischen

Ungleichgewicht mit dem umgebenden DIC zu produzieren. Generell beeinflussen Vital-Effekte die Isotopenverhältnisse des Kohlenstoffs stärker als die des Sauerstoffs (Berger & Vincent 1986, Murray 1991).

Daten. -- Keine der analysierten Arten von Foraminiferen tritt in der gesamten brackisch-marinen Schichtenfolge auf. In den *Planorbis*- und *Hydrobia*-Fazies kommen keine Foraminiferen vor, wohl aber die namengebenden Schnecken. Auch die calcitischen Charophyten-Krusten sind auf den Süßwasserabschnitt beschränkt. Im unteren Abschnitt von Laminit- und Feindetritudde-Fazies tritt keine der genannten Komponenten auf (Abb. 37, 38, 41, 42). Zwischen den limnisch-brackischen und den brackisch-marinen Anteilen der Schichtenfolge ließ sich deshalb in diesen Datensätzen keine Verbindung herstellen.

Folgende karbonatischen Hartteile und Minerale wurden analysiert:

- *Elphidium sagrum*. Diese Foraminiferen-Art ist im gesamten polyhalin-marinen Abschnitt der Schichtenfolge vertreten und fast immer häufig. Die Art ist typisch für warme Gewässer (Boltovskoy et al. 1980). Ihre Lebensweise ist aber im Detail wenig untersucht. Die Gattung ist auf den Bahamas und in Florida in flachen, z.T. strandnahen Gebieten verbreitet und toleriert hyperhaline und brackische Bedingungen (Rose & Lidz 1977). Infauna bis Epifauna, herbivor (Lee & Anderson 1991).
- *Ammonia beccarii*. Diese Foraminiferen-Art ist nur im unteren Teil der polyhalin-marinen Folge häufig. Die Art tritt auf den Bahamas und in Florida unter Streßbedingungen auf (hyperhalin bis brackisch, ästuarin). In Florida ist sie nahe Flußmündungen besonders häufig; dort geht die Individuenzahl mit steigender Salinität zurück (Rose & Lidz 1977). Infauna, herbivor, auf organischem Detritus (Heinrich 1983, Lee & Anderson 1991); bis zu 55 mm tief im Sediment lebend (Frankel 1975).
- *Lobatula lobatula* (syn. *Cibicides lobatulus*). Eine epipyhtisch lebende, angeheftete Foraminiferen-Art. Von allen in den Beckenkernen aus den Harrington Sound gefundenen Arten sollte sie der zuverlässigste Anzeiger isotopischer Veränderungen in der Wassersäule sein (pers. Mitt. D.B. Scott). In den untersuchten Kernen war die Art nur im mittleren Teil der marinen Folge häufig genug, um analysiert werden zu können. Epifauna, mit relativ großer Toleranz gegenüber eingeschränkt marinen Bedingungen (Hageman 1979); innerer Schelf (Murray 1991).
- *Quinqueloculina seminulum*. Miliolide Foraminiferen, die ich nur zum Vergleich mit den drei vorgenannten rotaliiden Arten gemessen habe. Die Art gehört zur Epifauna und ist herbivor. In Lagunen mit normal-marinen Bedingungen (Salinität $>32\text{‰}$) ist sie oft dominant (Lee & Anderson 1991, Phleger & Ewing 1962). Im Devil's Hole Basin und im Patton's Basin ist sie nur im obersten Teil der marinen Schichtenfolge häufig.
- *Hydrobia bermudae*. Diese Schnecken-Art toleriert unterschiedliche hohe Salinitäten und ist im Harrington Sound kennzeichnend für den Beginn der Verbrackung, d.h. für oligohaline bis mesohaline Bedingungen. Im Süßwasser ist sie offenbar selten, im Brackwasser teilweise sehr häufig. Der Typus stammt aus einem Entwässerungsgraben in der Pembroke Marsh. Zur Lebensweise von *Hydrobia bermudae* schrieb Pilsbry (zit. in Vanatta 1910:671) zutreffend, wenn auch wenig weiterführend: "It was found in very copious quantity, and seems to be generally distributed where suitable water occurs."

- *Planorbis uliginosus*. Nähere Angaben über die Lebensweise dieser Art habe ich nicht gefunden. Der Typus stammt aus der Pembroke Marsh. Im frühen Holozän war die Art kennzeichnend für flache Hartwasser-Seen mit Characeen-Bestand.
- Calcitische Exoskelette von Characeen, calcitische Krusten. Neben den beiden oben genannten Schnecken-Arten waren in der Sandfraktion nicht-mariner Seekreiden und Kalkmudden nur noch calcitische Exoskelette von Charaophyten häufig. Weil Oogonien überraschend selten waren, konnten die Träger der Exoskelette nur im Kern HS-HI 02 aus dem North Basin bestimmt werden (*Chara vulgaris*). Ob dieselbe Art auch im Devil's Hole Basin vorkam, ist unklar. Die analysierten Calcit-Exoskelette stammen von Characeen, die in wenigen Metern Wassertiefe in Hartwasser-Seen gewachsen sind. Bei Characeen wird Calcit auf der Oberfläche vegetativer Zellen abgeschieden. Letzlich geht die Calcit-Fällung auf lokale pH-Erhöhung zurück, die durch den Export von OH⁻-Ionen aus der Zelle in das umgebende Medium hervorgerufen wird (Borowitzka 1989, Raven et al. 1986). Zum Vergleich mit den Characeen-Röhren wurde auch ein ebenflächiges Krustenstück analysiert, das offenbar auf der Epidermis eines anderen Pflanzentyps ausgefällt worden war.

Die Schnecke *Planorbis uliginosus* setzt in allen drei Kernen bereits dicht über dem pleistozänen Boden ein (Abb. 37 - 42). Im Kern HS-DH /B tritt sie auch in einer vermutlich spätpleistozänen Seekreide auf, die in den tonigen Boden eingeschaltet ist (Abb. 37, 38, 75). In der holozänen Schichtenfolge verschwindet *Planorbis*, bevor die Laminit-Fazies einsetzt. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *Planorbis* schwanken im Kernprofil HS-DH /B, allerdings ohne klare Rhythmik, um einen Mittelwert von $-2,45 \text{ ‰}$ ($n = 5$, Standardabweichung $SD = 0,35 \text{ ‰}$). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren deutlich stärker um einen Mittelwert von $-11,41 \text{ ‰}$ ($SD = 1,36 \text{ ‰}$), ebenfalls mit angedeuteter Rhythmik.

Im Kern HS-HI 02 sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ($n = 3$) für *Planorbis* von $+2,21 \text{ ‰}$ dicht über dem pleistozänen Boden auf $-2,12 \text{ ‰}$ weiter oben. Im Kern HS-PD /1 ($n = 6$) dagegen steigt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert im untersten Meter der Seekreide-Abfolge und schwankt insgesamt um einen Mittelwert von $-2,46 \text{ ‰}$ ($SD = 0,65$). (Abb. 39 - 42). In der Seekreide der Kernstation HS-HI 02, die in einem prä-holozänen sink-hole liegt, weichen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *Planorbis* also deutlich von den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in den beiden anderen Kernen ab. Über den ähnlichen Mittelwert hinaus gibt es aber auch bei den Kernen HS-DH /B und HS-PD /1 keine gemeinsamen Trends in den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für *Planorbis* in den Kernen HS-PD /1 und HS-HI 02 liegen im selben Bereich wie die im Kern HS-DH /B.

Die pleistozänen *Planorbis* zeigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und $\delta^{18}\text{O}$ -Rhythmen, die denen der holozänen *Planorbis* ähnlich sind (Abb. 37, 38, 43). Mit einem Mittelwert von $-1,72 \text{ ‰}$ ($n = 8$, $SD = 0,32 \text{ ‰}$) sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der pleistozänen *Planorbis* im Kern HS-DH /B aber größer als die der holozänen *Planorbis*.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für holozäne *Planorbis* sind ca. 2 ‰ schwerer als die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Gesamtkarbonat. Genau $0,6 \text{ ‰}$ dieser Differenz gehen auf die unterschiedlichen Mineralphasen zurück: *Planorbis*-Schalen bestehen aus Aragonit, das umgebende Sediment aber aus Calcit. Hauptbestandteil der Seekreide sind calcitische Krusten, Röhren und Einzelkristalle. Deren $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte stimmen sehr gut mit den entsprechenden Werten für Gesamtkarbonat überein (Abb. 34, 43) und unterscheiden sich auch zwischen den analysierten Kernen nur wenig. Die calcitischen Krusten und Röhren haben von allen

untersuchten Komponenten die niedrigsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Mittel aller drei Kerne $-3,99 \text{ ‰}$, $\text{SD} = 0,52$). Ihre $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Mittel $-5,74 \text{ ‰}$, $\text{SD} = 1,01$) liegen deutlich über denen von *Planorbis* (Abb. 43). Wie *Planorbis* zeigen auch die calcitischen Krusten eine hochfrequente Rhythmik.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für *Hydrobia bermudae* vermitteln zwischen denen für *Planorbis uliginosus* und denen für die Foraminiferen (Abb. 37 - 43). An der Basis der Laminite in den Kernen HS-DH /B und HS-PD /1 steigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für *H. bermudae* rasch um $2 - 3 \text{ ‰}$ an, deutlich rascher als in der Kurve für Gesamtkarbonat. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *H. bermudae* unterscheiden sich meist deutlich von denen für *P. uliginosus*; oft sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Trends bei beiden Arten sogar gegenläufig. *Hydrobia* variiert in der isotopisch Zusammensetzung stärker als alle anderen untersuchten karbonatischen Komponenten (Abb. 43).

Hochauflösende Datenreihen zu Isotopenverhältnissen von benthischen Foraminiferen liegen nur aus dem Kern HS-DH /B vor (Abb. 37, 38). Die Kernstation wurde für diese Untersuchungen ausgewählt, weil die Sedimentationsraten im polyhalinen bis marinen Teil der Schichtenfolge hoch waren und die Abfolge hier besonders gleichförmig erschien. Die Daten der beiden anderen Kerne (Abb. 39 - 42) unterstützen die Ergebnisse aus dem Kern HS-DH /B. Wie sich gezeigt hat (Abb. 43), ist die Varianz in den Isotopenverhältnissen bei *Lobatula lobatula* und *Elphidium sagrum* geringer als bei den übrigen Foraminiferen-Arten, und auch geringer als bei den Mollusken und Seekreide-Röhren.

Im oberen Teil der Laminit-Fazies setzt *Ammonia beccarii* ein. Sie ist im Harrington Sound einer der Pioniere unter den Foraminiferen und verschwindet oberhalb 3 m Kerntiefe fast völlig. Die Art überlappt stratigraphisch mit der etwas später einsetzenden *Elphidium sagrum*, die auch heute noch vorkommt. Verglichen mit *E. sagrum* sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *A. beccarii* meist um wenige Zehntel Promille niedriger. In der Laminit-Fazies zeigt *A. beccarii* deutlich niedrigere Isotopenverhältnisse für Kohlenstoff und Sauerstoff als in der nach oben anschließenden *Argopecten*-Fazies.

E. sagrum und *Lobatula lobatula* haben im Kern HS-DH /B die längsten Zeitreihen geliefert. *E. sagrum* tritt im gesamten Abschnitt oberhalb der Laminite auf, *L. lobatula* nur in dessen Mitte. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *E. sagrum* schwanken unterhalb 70 cm Kerntiefe rasch um einen Mittelwert von $+0,53 \text{ ‰}$ ($\text{SD} = 0,24 \text{ ‰}$). In den obersten 70 cm der Schichtfolge werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und die Amplitude ihrer Schwankung plötzlich größer (max. $+1,62 \text{ ‰}$). In den obersten drei Proben geht das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis auf $+0,08 \text{ ‰}$ zurück (Abb. 37).

Lobatula lobatula tritt nur im mittleren Abschnitt der polyhalin-marinen Folge in größerer Zahl auf. Ihre Gehäuse sind mit wenigen Ausnahmen durchweg ärmer an ^{18}O als die von *E. sagrum*: der $\delta^{18}\text{O}$ -Mittelwert für *Lobatula* liegt bei $+0,05 \text{ ‰}$ ($\text{SD} = 0,30 \text{ ‰}$). Mit dem Einsetzen stark schwankender $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei *E. sagrum* verschwindet *L. lobatula* (Abb. 37).

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für *L. lobatula* unterscheiden sich fast nicht von denen für *E. sagrum* (Abb. 38). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven beider Arten schwanken unterhalb 41 cm Kerntiefe zwischen ca. -1 ‰ und -2 ‰ . Zwischen 41 cm und 38 cm Kerntiefe verspringt die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve

für *E. sagrum* um 1,56 ‰ auf -0,14 ‰. In den zwei obersten Proben schließlich steigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für *E. sagrum* nur noch geringfügig bis auf -0,10 ‰ an.

Diskussion. -- Die isotopische Zusammensetzung von Kohlenstoff und Sauerstoff im Wasser der prä-marinen holozänen Seen im Harrington Sound Basin ist unbekannt. Außer einigen winzigen < 0,5 mm großen Fischwirbeln traten in den limnischen Sedimenten keine phosphatischen Reste auf, so daß auch das Phosphat-Paläothermometer (Faure 1986) nicht eingesetzt werden konnte. Weil sich nicht feststellen läßt, ob *Planorbis uliginosus* und *Hydrobia bermudae* ihre Aragonitschalen im Gleichgewicht mit dem umgebenden Seewasser gebildet haben, und weil Schnecken und Foraminiferen nicht überlappend beprobt werden konnten, ist im prä-marinen Teil der Schichtenfolge nur die relative Variation der Isotopenwerte interpretierbar.

Zuvor muß aber noch ein möglicher Störfaktor diskutiert werden: Bioturbation. Sie kann die Qualität der paläoklimatischen Aufzeichnung in Sedimenten erheblich mindern. In Tiefsee-Sedimenten scheint Bioturbation im wesentlichen nur das ursprüngliche paläoklimatische Signal zu dämpfen (Peng et al. 1979). Dagegen kann in flachmarinen karbonatischen Milieus wie z.B. Riff-Lagunen die biologische Aktivität am Meeresboden so intensiv werden, daß das Sediment bis in über einen Meter Tiefe durchwühlt oder sogar völlig neu geschichtet wird. Der Krebs *Callinassa* ist hierbei besonders effektiv (Roberts et al. 1981, Suchanek 1983, Tudhope & Scoffin 1984, Curran 1992). Unter solchen Umständen ist der Versuch, die Veränderungen des Paläomilieus z.B. anhand von Isotopen-Analysen hochauflösend zu erfassen, natürlich von vornherein zum Scheitern verurteilt.

Im Gegensatz zu vielen sandigen Lagunenböden wie z.B. der Bermuda North Lagoon ist der feinkörnigere Boden des Harrington Sound nicht so stark durchwühlt. Im zentralen Devil's Hole Basin fehlt Epifauna praktisch völlig, und Infauna ist sehr selten (Neumann 1965, von Bodungen 1978). Vor der Öffnung des Flatt's Inlet war das vermutlich nicht grundlegend anders, zumal die Rate des Wasseraustauschs damals noch deutlich geringer war als heute. Auch im prä-marinen Abschnitt der Schichtenfolge spielte Bioturbation keine große Rolle im Devil's Hole Basin, wie die oft noch angedeutete Schichtung belegt.

Die Isotopenverhältnisse der Schnecken und Calcit-Röhren im prä-marinen Abschnitt der Schichtenfolge schwanken relativ stark, rasch, und ohne eindeutiges Muster (Abb. 37-42). Der in den $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven für Gesamtkarbonat im Kern HS-DH /B angedeutete Trend zu isotopisch leichteren Karbonaten weiter oben im Kern findet sich auch bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von Calcit-Röhren annähernd wieder, nicht jedoch bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten.

Am ehesten wird die anscheinend zufällige Isotopenvariation in der Seekreide verständlich, wenn man sich den damaligen Ablagerungsraum vorstellt. Es waren flache, anfangs voneinander isolierte Hartwasser-Seen mit Characeen-Rasen, torfigen Ufern und dichter Ufervegetation. Wie der abweichende $\delta^{18}\text{O}$ -Trend von *Planorbis* im Kern HS-HI 02 zeigt (Abb. 39), entwickelten sich nicht alle Seen gleich. Der See im tiefen, oberflächlich isolierten sink-hole an der Kernstation HS-HI 02 war möglicherweise anfangs kälter als die anderen, eher weitflächigen Seen im Patton's Basin und Devil's Hole Basin.

Die starken Schwankungen in den Isotopensignalen gehen sicherlich vor allem auf räumliche und zeitliche Unterschiede in den Evaporationsraten, in der Intensität der

biogenen Produktion und, damit zusammenhängend, der Karbonatfällung zurück. Saisonalität bildet sich auch innerhalb einzelner Schneckenschalen ab.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte calcitischer Charophyten-Röhren sind durchschnittlich etwa $1,5 \text{ ‰}$ kleiner als die der aragonitischen Schnecken. Die Differenz ist zu groß, um sie allein auf die andere Mineralogie zurückführen zu können. Bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten unterscheiden sich auch die beiden Schnecken-Arten stark (Abb. 38, 40, 42, 43). Die Ursachen für beides dürften in Mikrohabitat- oder Vital-Effekten zu suchen sein. Heinrich (1983) allerdings fand übereinstimmende $\delta^{13}\text{C}$ -Trends für *H. bermudae* und *P. uliginosus* in einem aus 18 m heutiger Wassertiefe gezogenen Kern im Devil's Hole Basin. Möglicherweise bewohnten die beiden Arten von Schnecken in flacherem Wasser dasselbe Habitat und verhielten sich nur in tieferem Wasser, d.h. im zentralen Devil's Hole Basin, unterschiedlich. Lemeille et al. (1983) fanden in Schweizer Seen außerdem eine starke Temperatur-Abhängigkeit im $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis der Schalen von *Planorbis corneus*. Schließlich sind auch Vitaleffekte bei den Exoskeletten von Charophyten nicht auszuschließen.

Die nach oben im Kern durchschnittlich absinkenden $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für die Calcit-Röhren hängen sehr wahrscheinlich mit dem steigenden Wasserspiegel und Wasservolumen der Seen zusammen. Das zunehmend tiefere Wasser, in dem die Charophyten jetzt wuchsen, war vermutlich weniger angereichert an ^{18}O als die unmittelbaren Oberflächenschichten, in denen die Charophyten bei niedrigerem Wasserspiegel gewachsen waren. Das steigende Wasservolumen ließ vermutlich den Einfluß der Evaporation (die zur Anreicherung von ^{18}O führt) auf die gesamte Wasserbilanz des Sees sinken.

Am Ende der Süßwasserphase setzte *P. uliginosus* aus, und *H. bermudae* registrierte ein kräftiges Salinitätssignal bei den Isotopenverhältnissen von Sauerstoff und Kohlenstoff (Abb. 37, 38, 41, 42).

Die Isotopendaten aus dem polyhalinen bis marinen Teil der Abfolge lassen sich besser analysieren. Wefer et al. (1981) bestimmten an Proben aus 10 m Wassertiefe im Harrington Sound die folgenden Isotopenverhältnisse:

- $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}} = +1,05 \pm 0,1 \text{ ‰}$ (bezogen auf den Standard SMOW = Standard Mean Ocean Water),
- $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3\text{-gelöst}} = +1,9 \text{ bis } +2,1 \text{ ‰}$.

Die saisonale $\delta^{18}\text{O}$ -Variation des Meerwassers betrug $<0,3 \text{ ‰}$ oder weniger. Mit Hilfe der Fraktionierungs-Gleichungen für Sauerstoff und Kohlenstoff (Epstein et al. 1953, Emrich et al. 1970) berechneten Wefer et al. (1981), welche Isotopenverhältnisse ein im isotopischen Gleichgewicht mit diesem Wasser gefällter Calcit besitzt:

- $\delta^{18}\text{O}_{\text{Calcit}} = +1,25 \text{ bis } -1,85 \text{ ‰}$,
- $\delta^{13}\text{C}_{\text{Calcit}} = +3,6 \text{ bis } +4,4 \text{ ‰}$.

Vergleicht man die Gleichgewichtswerte für Calcit mit den Isotopenverhältnissen für Sauerstoff und Kohlenstoff (Abb. 37 - 43), fallen zwei Dinge auf:

- Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aller untersuchten Foraminiferen-Arten liegen im Bereich des Gleichgewichts-Calcits, mit Ausnahme der stark positiven Werte in den obersten 50 cm der Zeitreihe am HS-DH /B (Abb. 37).

- Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für die einzelnen Foraminiferen-Arten sind im Kern HS-DH /B mit Ausnahme von *Ammonia* sehr ähnlich, weichen aber in den beiden anderen Kernen z.T. um über 1 ‰ voneinander ab. Alle Werte sind gegenüber dem Gleichgewichtswert erheblich zu niedrig ($\Delta\delta^{13}\text{C} > 3,5$ ‰).

Die Übereinstimmung mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Bereich des Gleichgewichts-Calcit überrascht zunächst, denn der Wasseraustausch des Harrington Sound war vor dem Durchbrechen von Flatt's Inlet sicher deutlich geringer als heute. Andererseits ist das Spektrum der Isotopenverhältnisse für den Gleichgewichts-Calcit recht groß, was nicht zuletzt auf die starken saisonalen Temperatur-Schwankungen zurückgeht. Auch die Analyse der Diatomeen im Kern HS-DH /B spricht für nahezu normale marine Salinität über die letzten 3.000 - 4.000 ^{14}C -Jahre.

Aus Untersuchungen an benthischen Tiefsee-Foraminiferen ist bekannt, daß die Schalen der Infauna-Arten durchweg geringere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufweisen als die Epifauna (Belanger 1981, McCorkle et al. 1990). Dieser sogenannte Mikrohabitat-Effekt ist vermutlich eine der Ursachen für die konsistent zu niedrigen ^{13}C -Werte der Foraminiferen, verglichen mit dem Gleichgewichts-Calcit. Allein verantwortlich hierfür ist der Mikrohabitat-Effekt aber nicht, denn sonst hätte die epiphytisch lebende *Lobatula lobatula* nicht annähernd denselben $\delta^{13}\text{C}$ -Wert wie *Elphidium sagrum*. Vital- und/oder Mikrohabitat-Effekte sind wohl auch der Grund für die durchschnittlich 0,5 ‰ kleineren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *L. lobatula* gegenüber *E. sagrum*.

Ammonia beccarii wechselte beim Übergang von der Laminit-Fazies in die marinen-karbonatischen Fazies entweder die Lebensweise oder die bevorzugte Nahrung, denn die anderen Foraminiferen registrierten in diesem Zeitabschnitt offenbar keine größere Veränderung.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve für *Elphidium sagrum* weist zahlreiche rhythmischen Schwankungen mit einer durchschnittlichen Periode von einigen hundert Jahren auf (Abb. 37). Ob diese Schwankungen zufällig sind oder eine echte Periodik aufweisen, ist anhand der vorliegenden Daten nicht zu entscheiden. Während im unteren Teil (4,0 - 2,0 m Kerntiefe) der marinen Schichtenfolge im Devil's Hole die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *L. lobatula* und *E. sagrum* teilweise kovariieren, könnte es sich im Abschnitt darüber (2,0 - 0,7 m Kerntiefe) um zufällige Schwankungen zu handeln.

Die rhythmischen Schwankungen könnten säkulare Fluktuationen in der Wasserbilanz des damals vom Ozean recht isolierten Harrington Sound widerspiegeln, hervorgerufen durch Änderungen der Niederschlagsmenge oder der Höhe der Evaporation. Auch die gegenüber heute durchschnittlich etwas größeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *E. sagrum* könnten auf damals höhere Evaporation (= stärkere Fraktionierung) hinweisen. Daß sich in den Schwankungen ein Temperatureinfluß abbilden könnte, ist zwar nicht gänzlich auszuschließen. Höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte würden dann geringfügig niedrige Temperaturen bedeuten. Ich halte ein direktes säkulares Temperatur-Signal aber angesichts der wesentlich größeren saisonalen Temperatur-Schwankungen für unwahrscheinlich.

Oberhalb ca. 70 cm Kerntiefe beginnen die Isotopen-Verhältnisse von *Elphidium sagrum* kräftig zu variieren; Ursache ist der Durchbruch von Flatt's Inlet (Abb. 37, 38). Wie die diskreten *Argopecten*-Lagen in den Tiefs andeuten, öffnete sich diese Verbindung wahrscheinlich zunächst nur gelegentlich, möglicherweise in Zusammenhang mit

Sturmfluten. Die endgültige Öffnung von Flatt's Inlet ist im Kern HS-DH /B in ca. 50 cm Kerntiefe dokumentiert. Den zeitweiligen Versatz der Isotopenverhältnisse für Sauerstoff und Kohlenstoff zu hohen Werten interpretiere ich als Anzeichen für eine veränderte isotopische Zusammensetzung des dissolved inorganic carbon (DIC). Fremdes, karbonatisches Feinmaterial mit einer möglicherweise isotopisch schwereren Zusammensetzung wurde beim Aufbau des flood tidal delta aus der North Lagoon weit in den Harrington Sound eingetragen. Hoch-Mg-Calcit wurde dort gelöst, und gab vermutlich das positive Isotopensignal an das DIC weiter. Die enorme Menge des aus dem Meerwasser verfügbaren Sauerstoffs ließ den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von *E. sagrum* allmählich wieder sinken (Abb. 37). Das Isotopenverhältnis des karbonatischen Kohlenstoffs wird dagegen immer noch von dem eingetragenen Karbonat beeinflusst (Abb. 38). Für einen zeitweiligen Salinitäts-Effekt (höher halin) oder Temperatur-Effekt (kälter) in Verbindung mit dem Durchbruch von Flatt's Inlet gibt es jedenfalls keine Hinweise.

4.3.4. Isotopenvariation in Schalen von Mollusken

Isotopen-Verhältnisse in Karbonatschalen von Mollusken wurden untersucht, um Hinweise auf saisonale Schwankungen von Umweltparametern zu erhalten. Es fiel schwer, geeignete Schalen für diese Untersuchungsreihe zu finden. Nur solche Schalen kamen in Frage, die nicht schon oberflächlich Spuren von Korrosion oder oder Mikrobohrern trugen. Aus diesem Grunde habe ich die von der Dicke der Schale her geeigneteren *Chama* spp. zunächst verworfen, sie aber jetzt auch in die noch laufenden Analysen mit aufgenommen.

Die oft recht dickschalige *Anodontia philippiana* schied aus, weil sie tief im Sediment vergraben lebt und in der isotopischen Zusammensetzung ihrer Schale wahrscheinlich stark durch das umgebende Sediment beeinflusst wird.

Weiter war gefordert, daß die Schale zu einer häufigen Art gehörte, die über möglichst lange Abschnitte der Schichtenfolge eines Kerns auftauchte. Auf diese Weise sollte das Spektrum der untersuchten Arten klein gehalten werden, um nicht Vital-Effekte zu vieler Arten berücksichtigen zu müssen. Die Wahl fiel schließlich auf drei Arten: *Hydrobia bermudae*, *Planorbis uliginosus*, und *Argopecten gibbus* (Abb. 44, Tab. 11).

Argopecten ist potentiell mehrjährig (ca. 2 - 3 Jahre), während die Schnecken dagegen vermutlich kaum älter als 1 Jahr wurden (pers. Mitt. Prof. Reise, Biologische Anstalt List).

Argopecten gibbus lebt im Harrington Sound mit der rechten Klappe auf dem Sediment oder leicht darin. Erwachsene Exemplare können mit Byssusfäden an toten Schalen oder Korallen festgeheftet sein, die Mehrzahl ist es aber nicht. Die Tiere sind relativ träge und schwimmen selten auf, wenn sie gestört werden. Tun sie es doch einmal, schwimmen sie auf unregelmäßiger Bahn maximal einen Meter weit (Waller 1973). Die Lebensweise der Schneckenarten, soweit bekannt, wurde bereits oben beschrieben.

Daten. -- Die beiden untersuchten Exemplare von *Argopecten gibbus* stammen vom oberen und vom unteren Ende der karbonatischen marinen Schichtenfolge im Devil's Hole Basin (abb. 44, 75). Die durchschnittlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte der beiden Schalen sind nicht sehr verschieden: +2,10 ‰ (SD = 0,24 ‰) für die Schale aus 37 cm Kerntiefe gegenüber +2,28 ‰ (SD = 0,43 ‰). Selbst nach einer Korrektur für die aragonitische Mineralogie liegen die Durchschnittswerte immer noch über der von Wefer et al. (1981) berechneten Spanne für Calcit, der im isotopischen Gleichgewicht mit

Wasser des heutigen Harrington Sound gefällt wird. Gleichgebliebene isotopische Zusammensetzung des Wassers vorausgesetzt, reichert *Argopecten gibbus* ^{18}O offenbar in der Schale an.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der *Argopecten*-Schale bei 37 cm Kerntiefe liegen im Durchschnitt ca. 1 ‰ höher als die der Schale bei 361 cm. Ähnlich unterschiedliche $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen sich auch bei Gesamtkarbonat und Foraminiferen aus den beiden Horizonten. Diese Unterschiede gehen auf die Etablierung des flood tidal deltas zurück.

Abgesehen von kleinstiligen Schwankungen ist der Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in den beiden *Argopecten*-Schalen nicht unähnlich. Das Schalenprofil ist gekennzeichnet durch relativ hohe Isotopenwerte $> +2$ ‰. In einem isotopisch relativ scharf begrenzten Anwachsstreifen sinken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aber rasch auf ein Minimum um $+1,5$ ‰ ab und steigen, nur in der Schale aus 37 cm Kerntiefe, auch schnell wieder an.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der holozänen Schnecken liegen im Durchschnitt zwischen $-2,42$ ‰ und $-3,04$ ‰. Bei *H. bermudae* schwanken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte stärker als bei *P. uliginosus*. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *P. uliginosus* liegen durchschnittlich etwa $3,5$ ‰ niedriger als die von *H. bermudae*. Die pleistozäne *P. uliginosus* unterscheidet sich von den holozänen Exemplaren im wesentlichen nur durch ihre durchschnittlich $>0,8$ ‰ höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte.

Diskussion. -- Die Ergebnisse dieser Messungen waren enttäuschend. Interpretiert man die $\delta^{18}\text{O}$ -Variation bei *Argopecten gibbus* als reines Temperatur-Signal, und setzt man $0,25$ ‰ $\Delta\delta^{18}\text{O} = 1$ °C,

dann errechnet sich eine maximale Temperaturdifferenz für die ältere Schale (361 cm Kerntiefe) von $5,4$ °C und für die jüngere Schale von $3,3$ °C. Das ist deutlich weniger als die saisonale Temperaturdifferenz von $8 - 9$ °C am Boden des heutigen Devil's Hole Basin. Eine hydrographische Ursache hierfür ist nicht erkennbar. Immerhin läßt sich aus den Daten schließen, daß *Argopecten gibbus* überwiegend im Winter die Schale baut (hohe Isotopenwerte).

Hempel & Wefer (1982) berichteten über Isotopen-Messungen an einer rezenten Schale der Muschel *Macrocallista maculata*, die auf ein 12-jähriges Wachstum schließen ließen. Innerhalb dieser 12 Jahre registrierte die Muschelschale zyklische Isotopen-Variationen, die einer saisonalen Temperaturdifferenz von $8 - 10$ °C entsprechen.

Die saisonale Varianz in den $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten erklärt zum Teil, warum die Isotopenverhältnisse ganzer Schneckenschalen aus unterschiedlichen Teilen der Schichtenfolge (s. voriges Kapitel) unregelmäßig schwanken.

Ich kann aus den Ergebnissen nur den Schluß ziehen, daß sich die von mir ausgewählten Arten von Mollusken nicht für die Rekonstruktion saisonaler Milieu-Veränderungen eignen. Hieran war vor allem die offenbar nur kurze Lebensspanne der untersuchten Individuen schuld. Möglicherweise waren aber auch die Beweglichkeit der Tiere, saisonale Karbonatproduktion oder Besonderheiten des Schalenaufbaus verantwortlich für die geringe Struktur der Isotopen-Kurven. Um die schwankenden Isotopenwerte in den Schalen besser verstehen zu können, wären vergleichende Untersuchungen an rezentem Material hilfreich gewesen, wie sie z.B. Lemeille et al. (1983) durchgeführt haben. Dies war im Rahmen der vorliegenden Studie nicht möglich.

4.3.5. ^{14}C -Datierung von Sedimenten

Die ^{14}C -Methode wird häufig eingesetzt, um holozäne Sedimente zu datieren. Ich habe auf diese Weise Sedimentkerne aus fünf inshore waters mit einem zeitlichen Gerüst versehen (Tab. 12):

- Castle Harbour (4 Stationen),
- Great Sound (1 Station),
- Harrington Sound (14 Stationen),
- Port Royal Bay (2 Stationen plus Literaturdaten einer weiteren Station),
- St. George's Harbour (1 Station).

Um Meeresspiegel-Anstiegsraten und Sedimentationsraten besser vergleichen zu können, habe ich diejenigen Sedimentkerne, von denen mehr als zwei Datierungen vorlagen, zusätzlich graphisch dargestellt (Abb. 45-48). Datiert wurden Gesamtkohlenstoff, Gesamtkarbonat, oder ausgewählte organische oder karbonatische Komponenten des Sediments.

Hintergrund. -- Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, die möglichen Fehler bei der ^{14}C -Datierung von Sedimenten eingehend zu diskutieren. Ich verweise deshalb an dieser Stelle nur auf die ausführlichen Darstellungen bei Geyh (1983), Fowler et al. (1986), Olsson (1986a, 1986 b, 1991) und Geyh & Schleicher (1990). Zum Verständnis des weiteren Texts soll aber die im Falle Bermudas wichtigste Fehlergröße, der Reservoir-Effekt (Godwin 1951, Deevey et al. 1954), kurz erläutert werden:

- Reservoir-Effekt bei marinen Sedimenten.
 ^{14}C wird in der Atmosphäre gebildet, zu CO_2 oxidiert und rasch verteilt. Pflanzen beziehen aus diesem atmosphärischen Kohlenstoff-Reservoir ständig CO_2 für die Photosynthese. Unterschiedlichen Photosynthese-Strategien (C_3 , C_4 , CAM, s. oben) führen zu einer isotopischen Fraktionierung, die aber korrigiert werden kann. Abgesehen von dieser Fraktionierung ist in allen terrestrischen Pflanzen die spezifische Aktivität von ^{14}C genauso groß wie in der Atmosphäre. Im Ozean ist das nicht der Fall, weil die photosynthetisierenden marinen Organismen ihren Kohlenstoff aus dem gelösten anorganischen Kohlenstoff (DIC) beziehen. Die Wassermassen der thermohalinen Strömungen sind auf ihrem Weg in der Tiefsee über Jahrhunderte oder länger vom Austausch mit der Atmosphäre abgeschnitten. Während dieser Zeit geht ein Teil des ursprünglich im DIC enthaltenen ^{14}C durch radioaktiven Zerfall verloren. Dieses radiometrisch alte Wasser wird irgendwann wieder mit Oberflächenwasser vermischt, daß im Austausch mit der Atmosphäre steht. Das Oberflächenwasser des Ozeans hat wegen dieses Anteils an rückgemischtem altem Wasser ein ^{14}C -Alter, das deutlich über Null liegt: das sogenannte Reservoir-Alter. Eine Muschelschale, die in diesem Oberflächenwasser wächst, hat zu Lebzeiten des Tieres nicht das ^{14}C -Alter Null, sondern das Reservoir-Alter. Soll das tatsächliche Alter ermittelt werden, muß das Reservoir-Alter vom gemessenen Alter abgezogen werden. Standardmäßig wird ein Reservoir-Alter von 400 ^{14}C -Jahren angenommen. Bei stärkerem Eintrag von altem DIC, z.B. in Auftriebszonen, wird das Reservoir-Alter größer. In Küstennähe kann sich das Reservoir-Alter durch Eintrag von fossilem Kohlenstoff (z.B. aus der Lösung von Kalksteinen) erhöhen, durch Eintrag von jungem Kohlenstoff (z.B. Detritus von Landpflanzen) dagegen verringern. Siehe hierzu Stuiver & Braziunas (1993).

- Reservoir-Effekt in (Hartwasser-)Seen.
Komplizierter sind die Verhältnisse in Seen. Ob das DIC eines Sees im isotopischen Gleichgewicht mit der Atmosphäre steht oder nicht, hängt von der Größe und Tiefe des Sees und der Verweildauer des Wassers ab. Steht es im Gleichgewicht, sollten die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kalkiger Fällungsprodukte und biogener Schalen in einem charakteristischen Verhältnis zueinander stehen. In diesem Fall müssen die gemessenen ^{14}C -Alter nicht korrigiert werden. Stehen DIC und atmosphärisches CO_2 aber nicht im Gleichgewicht, ist mit einem Reservoir-Effekt zu rechnen. Um diesen korrigieren zu können, muß die ursprüngliche ^{14}C -Aktivität des datierten Materials bekannt sein. Liegt der See in einem karbonatischen Terrain, liefert gelöstes älteres Karbonat meist einen großen Beitrag zum DIC des Seewassers (Hartwasser-Effekt). Der Kohlenstoff aus diesem Karbonat ist radiometrisch alt und enthält nur noch wenig ^{14}C . Aus dem Seewasser gefälltes Karbonat hat dann eine verringerte ^{14}C -Konzentration und damit ein um 10^1 - 10^3 Jahre zu hohes Alter. Siehe hierzu Turner et al. (1983) und Karrow et al. (1984).

Erste ^{14}C -Datierungen von holozänen Sedimenten aus dem Harrington Sound stammen von Erlenkeuser (1981) und Erlenkeuser et al. (1981), die u.a. einen Kern aus dem peripheren Trog südlich Trunk Island untersucht hatten. Wie ihre Ergebnisse zeigten, ist die karbonatische Fraktion des Oberflächen-Sediments wesentlich ärmer an ^{14}C als die organische Fraktion (Erlenkeuser et al. 1981):

- karbonatische Fraktion (0 - 2 cm Kerntiefe) = 3.730 ± 90 yr BP,
- karbonatische Fraktion (4 - 6,5 cm Kerntiefe) = 4.070 ± 55 yr BP
- organische Fraktion (2 - 8 cm Kerntiefe) = 1.335 ± 180 yr BP .

Die Daten von Kernen der Station HS-DH unterstützen diese älteren Ergebnisse (Abb. 45, 48). Der ^{14}C -Altersdifferenz zwischen organischer und der karbonatischer Fraktion wird nach oben im Kern HS-DH allmählich größer. Lediglich im Seekreide-Abschnitt (Abb. 48: 31,5 - 32,0 m Wassertiefe) kehrt sich das Altersverhältnis um, und die organische Fraktion zeigt höhere ^{14}C -Alter als die karbonatische Fraktion. Schalen von *Argopecten* im Kern HS-DH (25 m Wassertiefe) lieferten ein ca. 700 ^{14}C -Jahre jüngerer Alter als die organische Fraktion des unmittelbar darüberliegenden Sediments.

Einige Nachdatierungen am zuletzt geöffneten Parallelkern HS-DH /B änderten nichts am generellen Bild (Abb. 45). Die abweichenden hohen Alter der Sediment-Fractionen bei 26,5 m Wassertiefe im Kern HS-DH hängen mit einem Ereignis zusammen, das älteres organisches und karbonatisches Material in das Devil's Hole Basin führte. Dicht über und unter dem Horizont genommene Proben im Kern HS-DH /B zeigen keine auffallend hohen Alter. Wie die ^{14}C -AMS-Daten der beiden Muschelschalen im Kern HS-DH /B zeigen (Abb. 45), gab es in der Laminit-Fazies (*Brachidontes* sp.) und beim Einsetzen der *Argopecten*-Fazies (*Argopecten gibbus*) noch keine Altersdifferenz zwischen der organischen Fraktion und den Muschelschalen. Dies legt nahe, daß der maximale Altersfehler der organischen Fraktion in den marinen *Argopecten*-*Arcopsis*- und *Gouldia*-Fazies erst nahe der Sedimentoberfläche erreicht wird und dort bei ca. +700 ^{14}C -Jahren liegt. Die niedrigen C/N-Verhältnisse der organischen Fraktion im obersten Meter des Kerns HS-DH /B zeigen aber an, daß marines Plankton der Hauptproduzent der organischen Substanz gewesen ist. Deshalb muß zur Korrektur des gemessenen ^{14}C -Alters das marine Reservoir-Alter abgezogen werden. Mir sind keine

Daten über das Reservoir-Alter des Meerwassers in den inshore waters bekannt, deshalb gehe ich von dem üblichen Reservoir-Alter von 400 ¹⁴C-Jahren aus. Die Differenz zwischen den ¹⁴C-Altern der Schalen und der organischen Substanz schrumpft damit auf maximal +300 ¹⁴C-Jahre zusammen. Es ist aber nicht auszuschließen, sondern im Gegenteil sogar wahrscheinlich, daß das marine Reservoir-Alter der inshore waters wegen des Eintrags von DIC aus den pleistozänen Karbonaten höher war als 400 ¹⁴C-Jahre. Die Differenz zwischen den ¹⁴C-Altern der Schalen und der organischen Substanz läge dann bei <300 ¹⁴C-Jahren.

Aus diesem Grund habe ich auch bei den übrigen Kernen die ¹⁴C-Daten der organischen Fraktion als relativ zuverlässige Alter interpretiert. Wegen der nicht ganz auszuschließenden Reservoir-Einflüsse auch auf die organische Fraktion sind die Alter aber weniger präzise, als es die relativ engen Fehlergrenzen der gemessenen Daten (Tab. 12) suggerieren. Die anhand der ¹⁴C-Alter errechneten Sedimentationsraten zum Beispiel sind deshalb nur Näherungswerte.

Für die zu hohen Alter dürften verantwortlich sein:

- vor allem in der Karbonatfraktion: partikulärer Eintrag von Pleistozän-Kalk aus den umgebenden Kliffs (Erlenkeuser 1981),
- Überflutung, Erosion, und Umlagerung der zuvor entstandenen Böden und Torfe,
- Erosion und Umlagerung älteren Sediments in den peripheren Trögen und im flood tidal delta.

Der Sedimentaufbau konnte im Harrington Sound im allgemeinen mit dem Anstieg des Meeresspiegels nicht schritthalten (Abb. 45, 46). Dasselbe gilt für die von Ashmore & Leatherman (1984) beschriebene Kernstation PR 01 /2 in der zentralen Port Royal Bay (Abb. 45). Die an Feindetritusmudden ("gyttja") dieser Station ermittelten ¹⁴C-Alter zeigen nach oben im Kern eine ähnliche Altersumkehr wie die Seekreiden im Kern HS-DH. Zwar liegen über die holozänen Feindetritusmudden in der Port Royal Bay keine palynologischen oder geochemischen Daten vor. Ich vermute aber, daß aquatische Autotrophe die Hauptproduzenten der organischen Substanz waren. Weil diese das zur Photosynthese benötigte CO₂ (oder Hydrogenkarbonat) aus dem DIC des umgebenden Wassers beziehen, kann sich auch in der organischen Substanz der Feindetritusmudden ein Reservoir- oder Hartwasser-Effekt abbilden. Ähnliches berichteten Andrée et al. (1986) über die postglazialen Gytjen des Lobsigen-Sees in der Schweiz.

Torfwachstum konnte selbst den langsameren spätholozänen Anstieg des Meeresspiegels nur zeitweilig kompensieren (Abb. 46). Lediglich an den Kernstationen im flood tidal delta des Harrington Sound (Abb. 46: Kern HS-TB 02 /2) und in der *Oculina*-Fazies der inshore waters (Abb. 47) hat die Wassertiefe in jüngster Zeit abgenommen. Der Grund dafür sind die hohen Sedimentationsraten im Gezeitendelta und in der *Oculina*-Fazies.

Um es noch einmal zu betonen: die Datierung einzelner Molluskenschalen oder der organischen Fraktion des Sediments lieferte relativ zuverlässige Sediment-Alter, die ähnlich genau mit keinem anderen Verfahren für die gesamte postglaziale Schichtenfolge zu erhalten gewesen wären. Dennoch ist diese Altersskala an der postglazialen Schichtenfolge nicht linear:

- Reservoir-Effekte variabler Größe lassen sich auch für die organische Substanz nicht immer ausschließen,
- Die ^{14}C -Skala ist wegen der zeitlich variablen Konzentration von ^{14}C in der Atmosphäre in sich verzerrt (de-Vries-Effekt).

Der de-Vries-Effekt kann bei der Umrechnung von ^{14}C -Alter auf Kalender-Alter korrigiert werden. Dagegen ist der mögliche Reservoir-Effekt auch auf die Alter der organischen Fraktion gegenwärtig nicht zu quantifizieren. Die ^{14}C -Alter der Sedimente können deshalb nicht zuverlässig in siderische Alter umgerechnet werden (Geyh & Schleicher 1990). Ich gebe aus diesem Grund nur unkorrigierte ^{14}C -Alter an (Abb. 45-48, Tab. 12).

4.3.6. Zyklische Ablagerung nicht-glazialer Warven

Bei saisonal geschichteten Sedimenten läßt sich, anders als mit der ^{14}C -Methode, durch Zählen der Warven unmittelbar eine siderische Zeitskala für die Schichtenfolge konstruieren. Die Schwierigkeit liegt darin, die Jahresnatur der Schichtung nachzuweisen. Im allgemeinen können die folgenden Typen von Lamination in saisonal geschichteten Sedimenten auftreten (O'Sullivan 1983, Saarnisto 1986, Huckriede 1993):

- biogene Laminite (diatomeenreiche Laminite, organische Laminite),
- karbonatische Laminite (calcitisch, aragonitisch, dolomitisch),
- Fe-reiche Laminite,
- Fe-Mn-reiche Laminite,
- klastische Laminite.

Die mächtige Laminit-Fazies im Devil's Hole Basin des Harrington Sound besteht aus zwei Typen:

- Typ 1: Lamination aus rein karbonatischen (Calcit überwiegt, daneben Aragonit) und rein organischen Laminae (Taf. 5),
- Typ 2: Lamination aus karbonatischen Laminae (Calcit, Aragonit) mit unterschiedlich hohem Gehalt an organischer Substanz (Taf. 4).

Die Laminite des Typs 2 sind bei höherer Salinität entstanden als die des Typs 1 (s. oben). Der Verdacht auf Jahresschichtung lag nahe. Ich vermute, daß die hellen Lagen im Sommer entstanden sind, kann dies aber wegen der nur bedingt brauchbaren Dünnschliffe bislang nicht belegen. Die rhombischen Calcit-Kristalle in den hellen Lagen des Typs 1 (Taf. 13 g-i) ähneln den von Kelts & Hsü (1978) beschriebenen Calciten, die bei sommerlichen Phytoplankton-Blüten in der offenen Wassersäule des Züricher Sees ausgefällt werden. Ich gehe davon aus, daß ein hell/dunkel-Zyklus einem Jahr entspricht.

In beiden Laminit-Typen des Devil's Hole Basin variiert die Mächtigkeit der hell/dunkel-couplets rhythmisch (Abb. 26). Weil die Lamination durch unlaminierte Abschnitte unterbrochen wird, ist die Warvenreihe nicht kontinuierlich, und die genaue Dauer des Ablagerungszeitraums unbekannt. Durch ^{14}C -Alter (Tab. 12) und durch Extrapolation der Sedimentationsrate aus den laminierten Intervallen läßt sich der Ablagerungszeitraum T_L eingrenzen:

- ^{14}C -Daten:
 $9.210 \pm 50 \text{ yr BP} > T_L > 6.420 \pm 60 \text{ yr BP}$,
wobei vor allem bei dem höheren Alter mit Hartwasser-Effekten zu rechnen ist,
- Extrapolation durchschnittliche Sedimentationsraten:
 $T_L = 1.300 - 1.600 \text{ Jahre}$,
- gezählt:
 $T_L = 1.180 \text{ hell/dunkel-couplets}$,
wobei ca. 60 unlaminierte Horizonte als jeweils als couplet mitgezählt wurden.

Ich vermute, daß die Laminite im Devil's Hole Basin innerhalb von etwa 1.500 siderischen Jahren abgelagert wurden oder, in ^{14}C -Jahren ausgedrückt, etwa von 8.000 yr BP bis 6.500 yr BP.

Wie die Spektral-Analyse der Zeitreihe aus logarithmierten couplet-Mächtigkeiten beweist, tragen drei Perioden signifikant zur Variation der Mächtigkeiten bei (Abb. 49):

- 11,1 Jahre,
- 14,5 Jahre (schwach),
- 22,4 Jahre.

Eine Periode bei 45,4 Jahren kann ebenfalls von Bedeutung sein, läßt sich aber bei den kurzen Teilspekten nicht sicher erfassen.

Drei der genannten Perioden stimmen mit Perioden des Sonnenbandes (Schove 1967, Zirin 1988, Glenn & Kelts 1991, Damon & Jirikowic 1992, Withbroe & Kalkofen 1994) überein:

- | | |
|--------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| • 11,1 Jahre | Schwabe-Zyklus (Sonnenflecken-Zyklus), |
| • 22,2 Jahre | Hale-Zyklus (magnetischer Sonnenflecken-Zyklus), |
| • 44 Jahre
45,4 Jahre | Double Hale (magnetischer Sonnenflecken-Zyklus), oder
Uranus-Saturn Lap (Bewegung der Sonne um den
Schwerpunkt des Sonnensystems). |

Die Periode mit 14,5 Jahren läßt sich nicht unmittelbar einem Zyklus der Sonne zuordnen. Eine ähnlich lange Periode ist aber an den Klima-Verschiebungen im Gebiet um die Sahel-Zone Nordafrikas beteiligt (pers. Mitt. Heinz Vos, Jülich).

Dieses Maß an Übereinstimmung legt nahe, daß die Zyklen der Sonnenaktivität das Klima im Gebiet der Bermuda Platform während des frühen und mittleren Holozäns spürbar beeinflusst haben.

Ähnliche Beispiele für eine Verknüpfung der Sonnenaktivität mit dem irdischen Klima sind z.B. auch aus See-Sedimenten in N- und S-Amerika, Mittel- und N-Europa und China bekannt (cf. Glenn & Kelts, 1991, für eine Übersicht). In der Region Bermuda sind derart hochfrequente Zyklen der Sonnenaktivität bisher nicht belegt gewesen. Lediglich die Kältephase der Kleinen Eiszeit (1470-1710 A.D.) war bislang aus Wachstumsmustern von Korallen bekannt (Dunbar & Cole 1993). Auch die Kleine Eiszeit scheint ein solares Gegenstück zu haben, nämlich das Maunder-Minimum der Sonnenflecken-Aktivität (Whitbroe & Kalkofen 1994).

Die Sonnenflecken-Zyklik scheint sich in Veränderungen der Niederschlagsmenge, in Seespiegel-Schwankungen, in Veränderungen der Lufttemperatur und sogar des Luftdrucks abzubilden (Glenn & Kelts 1991). Anderson (1993) wies an Laminiten des nordamerikanischen Elk Lake drei mutmaßliche Sonnenzyklen nach (20-25 Jahre, 40-50 Jahre und ~200 Jahre) und führte sie auf Veränderungen im regionalen Windsystem zurück.

Im Falle der Laminiten des Harrington Sound könnten Veränderungen des Niederschlags (Nährstoff-Eintrag, Salinität?), der Temperatur (Produktion?), oder des vorherrschenden Windsystems (Mischung, Nährstoffe?) zu den schwankenden couplet-Mächtigkeiten geführt haben. Weil die Bedingungen für die Ablagerung von Laminiten nach 6.500 yr BP nicht mehr gegeben waren, läßt sich nicht feststellen, ob diese Prozesse noch heute ablaufen. Vielleicht ist die mit NW-Afrika gemeinsame 14,5 Jahres-Periode ein Hinweis darauf, daß sich die Windsysteme im zentralen Nordwest-Atlantik, insbesondere das Bermuda-Azoren-Hoch, auch heute noch entweder zyklisch verschieben oder ihre Stärke verändern.

In welcher Weise das schwache zyklische Sonnenflecken-Signal auf das irdische Klima übertragen wird, ist Gegenstand intensiver Forschung. Denn:

"Solar activity and global temperatures appear to be highly correlated. However, according to studies with general circulation models the current level of irradiance variation is too low to change climate. A higher level of solar variability appears possible and, as the study of solar-type stars indicates, even likely. The societal consequences of a change in climate are expected to be enormous" (Withbroe & Kalkofen 1994: 18).

4.4. ÜBRIGE INSHORE WATERS

Die übrigen inshore waters der Bermuda sind wesentlich weniger gut dokumentiert und untersucht als der Harrington Sound. Um nicht erneut die holozäne Füllung jedes einzelnen inshore waters im Detail beschreiben zu müssen, stelle ich deshalb im folgenden ihre individuellen Entwicklungsgeschichten vor und diskutiere Unterschiede und Gemeinsamkeiten, auch mit Blick auf die holozäne Geschichte des Harrington Sound.

4.4.1. Port Royal Bay (PR)

Kerne von drei Stationen, keiner davon aus dem flachen Wasser, und zwei Profilstrecken erschließen die holozäne Füllung der Port Royal Bay (Abb. 104-106, 111, 112). Ihre Sedimentationsgeschichte ist der des Harrington Sound besonders ähnlich.

Die holozäne Abfolge beginnt im tiefsten Teil des Beckens (Abb. 104) mit einem mächtigen Paket von Torf über pleistozänem Boden. Dieser Torf ist, wie so häufig, stark zersetzt. Nach oben geht der Torf allmählich in dunkle Feindetritusmudden über. Die höchsten dieser dunklen Mudden dürften schon unter brackischen Bedingungen entstanden sein. Nach den Informationen aus der Seismik sind die Torfe und Mudden zusammen max. 4-5 m mächtig (Abb. 112).

Wie sich aus ¹⁴C-Altern und dem Verlauf der Meeresspiegel-Kurve schließen läßt, betrug die Wassertiefe im Beckenzentrum während der Ablagerung der jüngsten Mudden nicht

mehr als 15 m. Zu den Beckenrändern hin keilen die Torfe und Mudden aus. Anders als im Harrington Sound fehlen Seekreiden.

Über den Mudden folgt in allen drei Sedimentkernen zunächst *Chama-Argopecten*-Silt. Darüber setzt die noch heute bestehende *Oculina*-Fazies ein. Nach ¹⁴C-Datierungen von Korallen-Ästen (Tab. 12) muß *Oculina* vor mindestens 5.400 yr BP in Port Royal Bay eingewandert sein, also wesentlich früher als im Harrington Sound. Die Sedimentationsraten in der *Oculina*-Fazies waren mit max. 900 Bbnoff relativ hoch, aber nicht so hoch wie im Harrington Sound. Die *Oculina*-Fazies baute ein mächtiges keilförmiges Sedimentpaket von den Beckenrändern in das Zentrum des Beckens vor. Die *Oculina*-„Schultern“ an den submarinen Hängen des heutigen Harrington Sound sind das Initial-Stadium dieser Entwicklung (Abb. 112, 130).

Ein deutlicher Reflektor innerhalb des *Oculina*-Keils (Abb. 112: „silt blanket“) korreliert mit einem gekernten Horizont von *Halimeda*-Silt. Die Sandfraktion des Sediments besteht fast ausschließlich aus aragonitischen Segmenten von *Halimeda*. Dieser Horizont könnte einen zeitweiligen Niedergang der *Oculina*-Riffe anzeigen.

Warum wächst *Oculina* nicht im tiefen Beckenzentrum der Port Royal Bay? Ashmore & Leatherman (1984) sahen diese Frage als problematisch an und vermuteten, daß ein zu rascher Anstieg des Meeresspiegels die Ursache gewesen sei. Diese Erklärung ist sicher falsch. Als *Oculina* in die Port Royal Bay einwanderte, lag der Meeresspiegel nur noch 7 - 8 m tiefer als heute, d.h. die Wassertiefe im Beckenzentrum lag bei vielleicht 13 - 14 m. Vermutlich entwickelte sich schon damals zumindest episodisch eine Thermokline im Beckentiefsten, so daß Korallen dort auf Dauer nicht Fuß fassen konnten. Stellenweise beruht die geringe Mächtigkeit aber auch auf Dredge-Arbeiten im Zusammenhang mit dem Bau des Naval Annex. Leider ist das Ausmaß dieser Arbeiten in Port Royal Bay nicht genau rekonstruierbar.

4.4.2. St. George's Harbour (SGH)

Die holozäne Füllung des St. George's Harbour war besonders schlecht erschlossen. Lediglich ein längeres seismisches Profil und ein Kern aus dem Becken lagen noch vor (Abb. 107, 113).

Die pleistozäne Oberfläche liegt im St. George's Harbour nicht so tief wie im Harrington Sound und in der Port Royal Bay (Tab. 1). Die holozäne Abfolge ähnelt derjenigen in der Port Royal Bay. Über Süßwassertorf und möglicherweise schon brackischen Mudden folgen geringmächtige Sedimente in *Chama-Argopecten*-Fazies (Abb. 107). Sie repräsentieren vermutlich den ersten kräftigen Salzwasser-Einfluß. Die im Kern darüber folgenden Mudden interpretiere ich als back barrier-Sedimente.

Darüber lagern mehr als 4 m mächtige siltige Karbonate. *Oculina* fehlt im unteren Teil dieses Karbonatsilt-Pakets und scheint erst vor ca. 1.700 yr BP eingewandert zu sein, zumindest an dieser Stelle. Der mittlere Teil der Karbonatsilt-Folge liegt im Kern SGH 02 in *Oculina*-Fazies vor. Darüber folgen monotone Karbonatsilte ohne *Oculina*, ihrerseits überlagert von einem durch Dredgen und Hafенbetrieb gestörten Sedimentpaket. In Kern SGH 01 (hier nicht dargestellt) reicht die *Oculina*-Fazies bis an den durch Dredgen gestörten Horizont.

Über die flacheren Teile des St. George's Harbour gibt es praktisch keine Informationen. Verglichen mit dem Harrington Sound und der Port Royal Bay sind die Korallen-Äste in der *Oculina*-Fazies seltener und weniger dicht gepackt. Dies deutet auf eine eher schütterere Besiedlung des Lagunenbodens durch verstreute *Oculina*-Stöcke. Im Gegensatz zur Port Royal Bay ist das Relief des Lagunenbodens im St. George's Harbour relativ ausgeglichen.

4.4.3. Great Sound (GS)

Zwei Kernstationen und zwei seismische Profile geben Aufschluß über die holozäne Schichtenfolge des Great Sound (64, 65, 110, 111).

Im Great Sound liegt die pleistozäne Oberfläche über weite Strecken in mehr als 25 m Wassertiefe (Tab. 1). In diesem tiefen Becken liegt die Kernstation GS 02. Nach Südosten, zur Port Royal Bay hin, wird das tiefe Becken durch einen bis fast an den Meeresspiegel aufragenden Rücken (Annex Ridge, Abb. 111) abgetrennt. Im Nordosten schließt sich an einen weiteren Rücken (Hawkins Island Ridge, Abb. 110) eine flache Plattform an. Hier liegt die Pleistozän-Oberfläche in maximal 12 m Wassertiefe. Auf dieser Plattform liegt die Kernstation GS 01.

Das Holozän begann auch im Great Sound mit Süßwasser-Torfen. Im tiefen Becken wuchsen die Torfe ab ca. 9.200 yr BP, auf der flachen Plattform im Nordosten ab ca. 7.300 yr BP (Abb. 64, 65). In zentralen Beckenteilen schloß ein brackisches Stadium mit C_{org} -reichen Mudden an, das vermutlich mehr als 2.000 ^{14}C -Jahre andauerte. Die Wassertiefe im Great Sound stieg über diesen Zeitraum von < 10 m auf rund 20 m an.

Die ältesten datierten *Oculina*-Äste aus dem Great Sound (Beckenkern GS 02) belegen, daß die Koralle um 4.600 ky BP einwanderte (Tab. 12). Im Becken betrug die Sedimentationsrate in der *Oculina*-Fazies anfangs ca. 900 Bubnoff, später durchschnittlich 1.300 Bubnoff. Die *Oculina*-Fazies wuchs damit im Great Sound zwar rascher als in Port Royal Bay, aber deutlich langsamer als im Harrington Sound. Die Wassertiefe im Beckentiefsten des Great Sound blieb über diesen Zeitraum bei annähernd 20 m. Soweit bekannt, ähnelt die Abfolge auf der flachen Plattform im Nordosten der des tieferen Beckens. Auf der flachen Plattform sind die Fazieskörper aber geringmächtiger als im Becken.

4.4.4. Castle Harbour

Die holozäne Schichtenfolge des Castle Harbour ist durch Kerne von 10 Stationen und ein UNIBOOM-Profil relativ gut belegt (Abb. 55-63, 109). Allerdings konzentrieren sich die Kerne auf den Nordteil des Gewässers.

Castle Harbour ist das flachste der großen inshore waters. Anders als die übrigen inshore waters besitzt er an der Oberfläche eine Verbindung zum offenen Ozean vor der South Shore. Die Wassertiefe übersteigt nur selten 10 m, außer in den gedredgten Gebieten, wo die Topographie des Lagunenbodens während der Aufschüttungsarbeiten für den Flughafen stellenweise stark verändert wurde. Durch die beim Dredgen aufgewühlten Sedimente wurde auch die marine Lebewelt des Castle Harbour weitgehend vernichtet (von Bodungen et al. 1982).

Die Oberfläche des Pleistozäns liegt im zentralen Castle Harbour bei -15 bis -20 m. Nur im Nordwesten werden -20 m geringfügig unterschritten (Abb. 109; vgl. Gees & Medioli 1970). Die holozäne Abfolge beginnt im tiefen NW-Becken mit geringmächtigen Torfen, die vermutlich in einer Süßwassermarsch entstanden sind. ¹⁴C-Datierungen dieser Torfe liegen nicht vor.

Der Verlauf der Meeresspiegel-Kurve legt nahe, daß die tiefsten Depressionen des pleistozänen Reliefs um ca. 9.500 yr BP durch eine Grundwasser-Linse überflutet wurden. Vermutlich begann in dieser Zeit die Akkumulation der Torfe. Die geringe Mächtigkeit des Torfes deutet an, daß die Torfmarsch im Beckentiefsten vermutlich nur wenige hundert Jahre bestand. Ähnlich wie im Harrington Sound wurde die Marsch dann überflutet, und es entstand ein limnischer bis oligohaliner See. Torfmarschen säumten seine Ufer. Im See sedimentierten Seekreide und Kalkmudde. Die maximale Wassertiefe lag am Ende des Süßwasserstadiums bei rund 5 m.

Der Übergang zum marinen Stadium ist nicht datiert. Die Torfe und Seekreiden streichen unterhalb von -15 m aus (Abb. 109). Höher hinauf reichen nur die marinen Sedimente. Der Meeresspiegel hat das Niveau von -15 m kurz vor 8.000 yr BP erreicht. Zu dieser Zeit fand im Harrington Sound der Umschwung von limnisch-oligohalinen zu mesohalinen Bedingungen statt. Ich nehme an, daß der Castle-Harbour See annähernd synchron mit dem Harrington-Sound See verbrackte, vermutlich kurz nach 8.000 yr BP. Im Gegensatz zum Harrington Sound wurde der Castle Harbour rasch marin. Dies ging sicherlich auf die nach Südosten, d.h. zum offenen Ozean hin, stellenweise relativ niedrige Landbarriere zurück. In Castle Roads am südöstlichen Ausgang des Castle Harbour liegt das Pleistozän z.B. nicht höher als -12 m (Abb. 109).

Nur an drei Kernstationen wurde das Holozän durchteuft. In zwei Kernen beginnt die marine Folge mit geringmächtigen Sedimenten in *Chama*-Fazies. Darüber setzt *Oculina*-Fazies ein (Abb. 55, 62). Im Kern der dritten Station folgt *Oculina*-Fazies unmittelbar auf brackischen Mudden (Abb. 58). Die Abfolge ist hier aber durch Dredgen und starke Kernverkürzung gestört, z.B. sind Äste von *Oculina* in die Mudde gedrückt.

Der älteste gemessene *Oculina*-Ast datiert 5.840 yr BP, stammt aber nicht von der Basis der *Oculina*-Fazies (Abb. 57). Vermutlich wanderte *Oculina* schon vor 6.000 yr BP in den Castle Harbour ein. Sedimente in *Chama*-Fazies kennzeichnen die nicht näher datierbare Frühphase der marinen Entwicklung zwischen 8.000 yr BP und 6.000 yr BP. Im Castle Harbour wuchs die *Oculina*-Fazies von Beginn an in geringerer Wassertiefe als in den anderen inshore waters. Die maximalen Wassertiefen lagen, und liegen, um 8 m.

Das Holozän im Castle Harbour ist durch steilwandige pinnacle reefs charakterisiert (Dryer & Logan 1978, Logan 1988). Sie werden an der Oberfläche dominiert von *Diploria*, während an den Seiten die Artenvielfalt größer ist. Die Riffe sind von Schürzen aus relativ feinem Riffschutt umgeben. *Halimeda*-reiche Karbonatsande in *Halimeda*-Fazies oder *Codakia-Halimeda*-Fazies sind hier kennzeichnend (Abb. 55, 57, 58, 62). Mehrere Riffkerne zeigen nach oben im Kern dieselbe Faziesabfolge: zuunterst *Oculina*-Fazies, darüber *Oculina-Madracis*- oder *Diploria-Madracis*-Riff, zuoberst *Diploria*-Riff (Abb. 59 - 61). Diese Abfolge geht mit abnehmender Wassertiefe einher. Neben den genannten Korallen sind *Millepora* und inkrustierende Rotalgen wesentlich am Bau dieser Riffe beteiligt.

Wegen der geringen Zahl von Datierungen lassen sich nur durchschnittliche Sedimentationsraten angeben. Für *Oculina*-dominierte Abfolgen schwankt die Sedimentationsrate um 1.000 Bubnoff, ist also ähnlich hoch wie im Great Sound und etwas höher als in der Port Royal Bay. Die Aufwuchsrate des *Diploria*-Riffs liegt höher. Für den höchsten Teil des *Diploria*-Riffs in Kern CH 03 (Abb. 56) errechnen sich nach einer Korrektur für das marine Reservoir-Alter ca. 3.400 Bubnoff. Wie die Seismik zeigt, sind einige der Riffe rund 15 m mächtig. Nimmt man 8.000 yr BP als Zeitpunkt der marinen Ingression an, errechnet sich hieraus eine durchschnittliche marine Aufwuchsrate von ca. 1.900 Bubnoff. Nimmt man, unter Vernachlässigung einer geringmächtigen basalen *Chama*-Fazies, das Einwandern von *Oculina* und den Beginn des Riffwachstums für 6.500 ky BP an, ergeben sich hohe Wachstumsraten von durchschnittlich 2.400-2.500 Bubnoff für die mächtigsten Riffe im Castle Harbour.

Der Castle Harbour war bis in die jüngste Zeit das am wenigsten eingeschränkte der inshore waters. Dies äußerte sich in der Vielfalt der marinen Fazies und in der Diversität der Riffkorallen. Der wesentliche Grund für diese Sonderstellung war der relativ gute Wasseraustausch mit dem offenen Ozean vor der South Shore. Hinzu kam die relativ geringe Wassertiefe. Seit dem Bau des Flughafens hat sich die marine Lebewelt noch nicht wieder von den Störungen erholt.

Warum an einigen Stellen pinnacle reefs aufwuchsen, an anderen aber nicht, läßt sich schwer beurteilen. Wie in der North Lagoon (Kuhn 1984) sitzen wahrscheinlich zumindest einige der pinnacle reefs auf Erhebungen des pleistozänen Untergrundes. Anhand der seismischen Profile läßt sich dieser Zusammenhang aber nicht ohne weiteres belegen (Abb. 109).

Ein weiterer Grund könnte im Zusammenspiel von Riffwachstum und Meeresspiegel-Anstieg liegen. Die Aufwuchsrate der pinnacle reefs beträgt etwa 1.700-2.500 Bubnoff und liegt damit wenig über der für die letzten 6.000 ¹⁴C-Jahre gemittelten Meeresspiegel-Anstiegsrate von 1.250 Bubnoff. Als *Diploria* und *Madracis* in den Castle Harbour einwanderten, vermutlich zwischen 6.000 und 4.000 yr BP, stieg der Meeresspiegel noch mit einer Rate von durchschnittlich 2,5m/1000 Jahre (= 2.500 Bubnoff). Die maximale Wassertiefe lag damals schon bei rund 8 m.

Um ein catch-up Stadium (Neumann & Macintyre 1985) zu erreichen, d.h. das Riff zum Meeresspiegel emporzubauen, waren die Aufwuchsraten der verfügbaren Riffbildner vermutlich zu gering. Erst bei langsamer ansteigendem Meeresspiegel konnten die Riffe aufholen. In dieser kritischen Phase dürften für die Korallen geringe Höhenunterschiede ausgereicht haben, um Vorteile gegenüber benachbarten Positionen zu erlangen und ein pinnacle reef zu initiieren.

4.5. FAZIES-ENTWICKLUNG: STEUERUNGSFAKTOREN

Eine Reihe von Faktoren hat die postglaziale Sedimentation und Riff-Entwicklung in den inshore waters gesteuert. Schematisch lassen sich unterscheiden:

- externe Faktoren, die von außen auf die Bermuda Plattform gewirkt haben und ihrerseits durch die Vorgänge auf der Plattform nicht wesentlich beeinflusst wurden,
- interne Faktoren, die innerhalb des Systems der Bermuda Plattform wirksam waren und von den Vorgängen auf der Plattform durch Rückkopplung beeinflusst werden konnten.

Ich fasse in diesem Kapitel die oben identifizierten Steuerungsfaktoren der postglazialen Sedimentation zusammen und diskutiere kurz ihren Beitrag zur Gesamtentwicklung.

4.5.1. Externe Steuerungsfaktoren

Zwei externe Faktoren haben die Fazies-Entwicklung in den inshore waters gesteuert:

- der Anstieg des Meeresspiegel nach der letzten Vereisung,
- Veränderungen des regionale Klimas.

Beide Faktoren gehen letztlich auf zeitliche Veränderungen der Insolation (= Sonneneinstrahlung an der Oberfläche der Atmosphäre) zurück und sind damit auch deren Rhythmen unterworfen. Der postglaziale Anstieg des Meeresspiegels ("Termination I"; Broecker & van Donk 1970) folgte dem Zeittakt von 10^4 bis 10^5 Jahren, den die Orbitalparameter der Erde vorgeben (Milankovitch 1941, Berger 1988). Wie die zyklische Laminit-Sedimentation im Harrington Sound belegt, fluktuierte das Klimasystem des zentralen Nord-Atlantik außerdem hochfrequent auf Perioden solarmagnetischer Prozesse, d.h. auf einer Skala von 10^1 Jahren.

Die Schwankungen der Insolation, die durch die variablen Orbitalparameter und solarmagnetischen Prozesse hervorgerufen werden, sind primär viel zu gering, um das Klima der Erde merklich zu beeinflussen. Das primäre Insolationssignal muß deshalb im System Ozean-Eis-Atmosphäre verstärkt werden (Denton & Hughes 1983, Withbroe & Kalkofen 1994). Auf welche Weise dies genau geschieht, ist noch nicht geklärt.

Erstaunlich ist, daß sich die hochfrequenten solarmagnetischen Schwankungen auf einer ozeanischen Plattform derart deutlich abbilden. Wie eingangs erwähnt, ist Bermudas Klima durch den umgebenden Ozean geprägt, vor allem durch den Golfstrom und die Konvergenz der Sargasso-See. Es stellt sich daher die interessante Frage, welche unmittelbaren Ursachen und welche Dimension die im Sediment abgebildete hochfrequente Oszillation hatte. Waren es:

- hochfrequente Fluktuationen im Wärme- und Stofftransport des gesamten nordatlantischen ozeanischen Wirbels,
- fluktuierende regionale Windsysteme und, dadurch hervorgerufen, veränderte hydrographische Bedingungen in der durchmischten Oberflächenschicht des Ozeans in der Region um die Bermuda Plattform, oder
- zyklisch veränderte atmosphärische und/oder hydrographische Zustände rein auf der flachen Bermuda Plattform?

Zeitweilig beschleunigtes Korallenwachstum am Rand der Bermuda Plattform ist offenbar mit geringeren Wassertemperaturen und verbesserter wind-induzierter Durchmischung des plattformnahen Oberflächenwassers korreliert (Pätzold & Wefer 1992, Dunbar & Cole 1993). Besser ist die Durchmischung dann, wenn die atmosphärischer Zirkulation intensiver ist, d.h., wenn das Island-Tief und das Bermuda-Azoren-Hoch besonders kräftig sind (Bjerknes 1964).

Für den postglazialen, nördlichen Nordatlantik wiesen Lehmann & Keigwin (1992) hochfrequente Schwankungen der Meeresoberflächen-Temperaturen von $\geq 5^\circ\text{C}$ nach, mit Quasiperioden < 40 Jahre. Sie führten die Schwankungen auf veränderlichen Einstrom

warmen atlantischen Oberflächenwassers in den nördlichen Nordatlantik zurück. Der damit einhergehende fluktuierende Wärmetransfer in hohe Breiten soll nach Lehman & Keigwin (1992) ebenso rasche Veränderungen der Lufttemperaturen, der Abschmelzraten des Eises und der thermohalinen Zirkulation bewirkt haben.

Ich vermute aber, daß das hochfrequente solare Signal über Reorganisationen im atmosphärischen Windsystem auf den Harrington Sound übertragen wurde und nicht über das ozeanische Strömungssystem, dessen Reaktionszeit bei derart hochfrequenten Signalen vermutlich zu lang ist. Möglicherweise sind mit der veränderten Windgeschwindigkeit auch Änderungen anderer klimatischer Parameter, wie z.B. der Niederschlagsmenge oder der durchschnittlichen Wolkenbedeckung, einhergegangen.

Klimatische Rhythmen mit Quasiperioden < 20 Jahre sind auch aus grönländischem Eis bekannt, sind aber dort nicht sehr regelmäßig (Lehmann 1993, Taylor et al. 1993). Die Laminit-Abfolge im Harrington Sound ist der bisher einzige Nachweis von hochfrequenten Solarzyklen mitten im zentralen Atlantik.

4.5.2. Interne Steuerungsfaktoren

Eine Anzahl von Faktoren hat die postglaziale Sedimentation in den Bermuda inshore waters gesteuert. Ich kann diese Faktoren aber nicht quantifizieren und beschränke mich auf die wichtigsten Beispiele.

4.5.2.1. Topographie

Besonderen Einfluß hatte die antezedente Topographie. Entscheidend für die Fazies-Entwicklung der inshore waters waren:

- der Grad der Verbindung zum umgebenden Ozean,
- die Form und Tiefe der Ablagerungsbecken,
- die Geschlossenheit des pleistozänen Hinterlandes,

Beispiele hierfür sind:

(1) Castle Harbour hat eine gute Verbindung zu South Shore, Harrington Sound hat dagegen nur minimalen Oberflächenaustausch. Dies verursacht den Gegensatz zwischen den *Diploria*-Riffen im relativ offenen Castle Harbour und den eingeschränkt marinen Fazies im Harrington Sound.

(2) Tiefe Senken oder abgeschnürte Buchten bieten besondere Lebensbedingungen. Die eigenständigen marinen Fazies in My Lord's Bay oder im Devil's Hole Basin gehen hierauf zurück.

(3) In den mächtigen pleistozänen Äolianiten um die Devonshire und Pembroke Marshes konnte bis heute eine Süßwasserlinse persistieren. Die Süßwasserlinse in den meist älteren, kavernösen Gesteinen um den Harrington Sound und den Castle Harbour ist dagegen kollabiert und ließ marine Lagunen entstehen.

4.5.2.2. Hydrographie

Mit Ausnahme des Castle Harbour haben alle inshore waters die gleiche Entwicklung durchlaufen. Unterschiede in den hydrographischen Bedingungen, die z.T. auf die Topographie oder die Permeabilität des Untergrundes zurückgingen, modulierten die Details der ökologischen Zonierung und der Sedimentationsgeschichte. Die wichtigsten Faktoren waren:

- die Wassertiefe,
- die Salinität,
- der Zeitpunkt der Ingression von Meerwasser,
- das Vorhandensein oder Fehlen einer Thermokline ,
- die Alkalinität und der pH-Wert.

Beispiele für den Einfluß hydrographischer Faktoren auf die Sedimentation sind:

- (1) Nach der Schaffung einer Oberflächenverbindung zur North Lagoon entstand das flood tidal delta im Harrington Sound.
- (2) Weil *Oculina* den Harrington Sound erst spät besiedeln konnte, entstanden dort nur geringmächtige *Oculina*-"Schultern" im spät durch Korallen besiedelten Harrington Sound. In der früher besiedelten Port Royal Bay entstanden dagegen *Oculina*-"Keile".
- (3) Meromixis und Stagnation im Harrington Sound führten zur Bildung von Laminiten, die im flacheren Wasser fehlten.
- (4) Unterhalb der Thermoklinen in Harrington Sound und Port Royal Bay waren Riffbildner praktisch bedeutungslos, während sonst mächtige Pakete von *Oculina*-Fazies entstanden.
- (5) Das System der peripheren Tröge im Harrington Sound ging offenbar auf besondere Kombination topographischer und hydrographischer Faktoren zurück.
- (6) In den Hartwasser-Seen des Harrington Sound und des Castle Harbour entstanden Seekreiden.
- (7) In Hartwasser-Seen des Castle Harbour und des Harrington Sound wurde biogener Opal vollständig gelöst. In den brackisch-marinen inshore waters ist dagegen Hoch-Mg-Calcit nicht erhaltungsfähig.
- (8) Nur im gut durchmischten Castle Harbour wachsen pinnacle reefs.

4.5.2.3. Erosion

Physikalische, biologische und chemische Erosion trugen dazu bei, die Fläche der inshore waters zu vergrößern, Sediment zu produzieren und umzulagern. Besonders wichtig waren:

- Ufer-Erosion durch steigenden Meeresspiegel,
- Rückverlagerung von Kliffküsten durch Korrosion, Wellenerosion und Bioerosion,
- der Felssturz am Abbott's Cliff, Harrington Sound.

Die inshore waters sind durch Karbonatlösung aus pleistozänen Dünentälern entstanden. Die Lösung von Hoch-Mg-Calcit in der sommerlich untersättigten subthermokrinen Zone

des Harrington Sound ist dagegen für die Gesamt-Entwicklung eher von untergeordneter Bedeutung. Wellenerosion und Bioerosion lieferten pleistozänes Material in das holozäne Sediment. Der Felssturz vor Abbott's Cliff schnürte My Lord's Bay noch weiter ein.

4.5.2.4. Biologische Faktoren

Die Sukzession von terrestrischen zu marinen Organismen-Gemeinschaften hat die holozäne Schichtenfolge der Bermuda inshore waters geprägt. Manche Veränderungen in den Lebensgemeinschaften trugen stärker als andere zur Milieuveränderung bei:

- der Wechsel von Charophyten zu benthischen Algen und Seegräsern,
- das Einwandern von Mangroven,
- das Auftreten flottierender *Cladophora*-Algenmatten, unter denen kein aerobes Bodenleben möglich ist,
- das Einwandern von Riffbildnern.

Der ansteigende Meeresspiegel war der bestimmende Steuerungsfaktor der Sedimentation. Alle übrigen Faktoren gestalteten lediglich die zeitlichen und räumlichen Details der Überflutungsgeschichte.

4.6. ZUSAMMENFASSUNG: ÜBERFLUTUNG DER INSHORE WATERS IM HOLOZÄN

Die nacheiszeitliche Geschichte der Bermuda inshore waters ist in erster Linie eine Überflutungsgeschichte. Ihr Ablauf ist im folgenden zusammengefaßt.

Stadium 1: subaerische Exposition. -- Während der letzten Kaltzeit waren die inshore waters lediglich Senken der Landoberfläche. Sie waren von relativ hohen Rücken pleistozäner Küstendünen umgeben und wurden im Laufe der Zeit mit mächtigen tonigen Böden ausgekleidet. Rezente Analoga sind die pleistozänen Dünentäler östlich des Hamilton Harbour (Happy Valley, Crow Valley).

Stadium 2: Überflutung. -- Auf dem Meeresspiegel schwimmende, aufgestaute Süßwasserlinsen überflutete den Boden der großen Depressionen und führte zur Bildung von Feuchtgebieten und Torfmarschen, zunächst nur in den tiefsten Senken. In steilwandigen sinkholes und Karstschlotten entstanden kleine Süßwasser-Tümpel und ponds. Die Devonshire Marsh zwischen Hamilton Harbour und Harrington Sound ist ein rezentes Beispiel für eine Torfmarsch.

Der rasch weiter ansteigende Grundwasserspiegel überflutete dann in den tiefsten Senken die Torfmarschen. Größere Seen mit Wassertiefen bis > 10 m entstanden dort. Am Rand der Seen lagen steile Kliffs oder Süßwasser-Torfmarschen. Reine Süßwasser-Seen hielten sich nur im Castle Harbour und im Harrington Sound für einige Zeit. Größere natürliche Süßgewässer kommen auf den heutigen Bermuda Inseln nicht vor.

Stadium 3: Infiltration. -- Weiter steigender Meeresspiegel führte zum Schrumpfen der Landfläche und damit auch zum Schrumpfen der Süßwasserlinsen. Große Teile der North Lagoon waren jetzt bereits vom Meer überflutet. Meerwasser trat jetzt auch in die Wasserkörper der großen Seen ein.

Great Sound, Port Royal Bay und St. George's Harbour verbrackten schon bald nach ihrer Überflutung, besaßen aber zunächst keine oberflächliche Verbindung zum Meer

("anchihaline" Seen, Por 1981). Offensichtlich bestanden im Untergrund gute Wegsamkeiten für das vordringende Meerwasser. In flachen Randgebieten der brackigen Seen etablierten sich Mangrove-Gürtel. Mit den zurückweichenden Uferlinien verlor der Eintrag organischen Materials vom Festland an Bedeutung gegenüber der autochthonen Produktion im See. Rezente Beispiele für anchihaline Seen sind die beiden Seen südöstlich des Harrington Sound (Trott's Pond, Mangrove Lake).

Castle Harbour und Harrington Sound blieben zunächst noch reine Süßwasserseen. Um 8.000 yr BP aber trat schließlich Meerwasser von unten und lateral in die beiden Seen ein. Die Wasserkörper wurden oligohalin-mesohalin (Harrington Sound) oder sogar polyhalin-marin (Castle Harbour). Als Folge der Unterschichtung mit Meerwasser stellten sich in des Harrington Sound für rund 1.500 Jahre schizohaline Bedingungen ein. Meromixis trat in den übrigen inshore waters nicht auf.

Es lag vermutlich am Kollaps einer bis ca. 8.000 yr BP im Gebiet von Castle Harbour und Harrington Sound bestehenden Süßwasserlinse, daß das Salzwasser nach der langen Süßwasserphase plötzlich massiv in die Seen eintreten konnte. Im Devil's Hole Basin wurde nach 8.000 yr BP die Untergrenze der Süßwasserlinse über den Seeboden angehoben. Etwa zeitgleich transgredierte das Meer ausgedehnte Senken des pleistozänen Reliefs in der Umgebung des Harrington Sound: ein tiefliegendes Becken seewärts der heutigen North Shore (Kuhn 1984) und den Castle Harbour. Über ausgedehnte Höhlensysteme in der Umrandung des Harrington Sound konnte Meerwasser von dort rasch in den Harrington Sound eindringen. Bekannte heutige Wegsamkeiten sind das Green Bay Cave System zwischen North Lagoon und Harrington Sound und die Höhlensysteme im Isthmus zwischen Harrington Sound und Castle Harbour.

Stadium 4: vertiefen. -- Castle Harbour und vor allem Harrington Sound durchliefen diese Phase anfangs noch als Süßwasser-Seen. Später stellten sich auch hier polyhaline bis marine Bedingungen ein. Mit Ausnahme des Harrington Sound verlief während dieses Stadiums die weitere Entwicklung in allen inshore basins ähnlich. Sobald eine Wassertiefe von 8 - 10 m überschritten war, etablierte sich *Oculina*-Fazies. Wo die Salinität früh marine Werte erreichte, wurde die *Oculina*-Fazies in den Becken besonders mächtig. In den flacheren Teilen der inshore waters lagerten sich geringmächtige Karbonatsande ab.

Nach der Verbrackung lief im Harrington Sound das Strömungssystem der peripheren Tröge an. Anders als die übrigen inshore waters hatte der Harrington Sound immer noch keine Oberflächen-Verbindung zum umgebenden Meer. Die Mollusken-Fauna blieb deshalb recht artenarm (*Argopecten* dominant); Korallen fehlten. Fehlendes baffling durch ästige Korallen erleichterte hier vermutlich die Resuspension und Umlagerung von Sediment. In der Port Royal Bay hielt sich im Sommer eine Thermokline, die im Beckentiefsten eine dauerhafte Besiedlung durch *Oculina* unmöglich machte.

Mit dem Durchbruch von Flatt's Inlet stellten sich schließlich auch im Harrington Sound marine Bedingungen und die Koralle *Oculina* ein. Die hohe Sedimentfracht aus der North Lagoon ließ im westlichen Harrington Sound ein flood tidal delta wachsen.

Mit einer Ausnahme befinden sich alle großen Bermuda inshore waters noch in diesem Stadium der Vertiefung.

Stadium 5: Austausch. -- Dieses Stadium hat nur der Castle Harbour erreicht. Es ist gekennzeichnet durch relativ ungehinderten Wasseraustausch mit dem umgebenden Meer,

ermöglicht durch die stellenweise nur niedrigen submarinen Schwellen seiner pleistozänen Umrandung. Die Korallenfauna ist ähnlich artenreich wie in der North Lagoon. Die Riffkörper haben aber eine andere Gestalt als die der patch reefs in der North Lagoon. Eine der Ursachen dafür dürfte die andere Vorgeschichte des Castle Harbour sein.

4.7. ENTSTEHUNG DER BERMUDA INSHORE WATERS IM PLEISTOZÄN

Das ansteigende postglaziale Meer überflutete die inshore basins, als sie bereits annähernd den heutigen Umriß besaßen und sogar eine größere Tiefe. Die Oberfläche Pleistozän ist seither nicht mehr wesentlich abgesunken, außer lokal in sink-holes. Die inshore basins müssen demnach im Pleistozän entstanden sein.

Die Bermuda inshore waters wurden interpretiert als:

- Lösungsstrukturen, entstanden aus pleistozänen Dünentälern durch bevorzugte Karbonatlösung in den Senken (Swinnerton 1929a, b; Mylroie et al. 1995), vor allem durch CO₂-reiche Grundwässer aus in den Tälern entstehenden Torfmarschen;
- riesige sinkholes, entstanden durch Einsturz großer unterirdischer Hohlräume;
- konstruktive Strukturen, entstanden durch Aufwachsen von Dünen am Rande tiefliegender Inselflächen und scheinbar belegt durch den als überfluteten Dünenrücken interpretierten Middle Ridge im Harrington Sound (Land et al. 1967).

Die Arbeiten auf Bermuda haben eine Reihe neuer Daten erbracht, die eine Revision dieser Auffassungen nötig erscheinen lassen. Nach einer Übersicht über das Pleistozän der inshore waters werden im folgenden zunächst die Schwachstellen einzelner Szenarien diskutiert, anschließend ein modifiziertes Entstehungsmodell vorgestellt.

4.7.1. Harrington Sound Pleistozän

Die Bermudas inshore waters sind über und unter Wasser weitgehend von pleistozänen Karbonaten, meist Dünenrücken, umschlossen. Alle inshore waters haben lokale Tiefs, in denen die Pleistozän-Oberfläche minimal 10 m unter der Sill-Tiefe des jeweiligen inshore waters liegt (Tab. 1). Die im folgenden vorgestellten Befunde gelten in ähnlicher Weise für alle inshore waters. Ich beschränke mich aber hier auf den Harrington Sound, weil dessen geologischer Rahmen klar ist und zudem besonders viele Daten vorliegen.

Die Uferlinie des Harrington Sound und seiner Inseln ist überwiegend felsig; abschnittsweise ragen hohe, senkrechte Kliffs aus Pleistozänkalk auf, die sich unter Wasser fortsetzen können. Fast die gesamte Uferlinie besteht nach der Karte von Vacher et al. (1989) aus Sedimentgesteinen der Lower Town Hill und Upper Town Hill Formations, die vermutlich während der Isotopen-Stadien 11 bzw. 9 abgelagert wurden (Pleistozän-Stratigraphie s. Tab. 13). Horizontale, oft ausgesprochen planare Schichten kennzeichnen die Lower Town Hill Fm. im Gebiet des Harrington Sound (Abb. 50 a, b). Ihre weite Verbreitung im Ausstrich der Lower Town Hill Fm. legt nahe, daß die heute isolierten Vorkommen früher zusammenhingen. Meischner et al. (1995) interpretieren die Schichten als Sandplate; das Niveau des umgebenden Paläo-Meeresspiegels lag rund 2 m über dem heutigen Meeresspiegel.

Der Aufschluß am S-Ufer von Trunk Island zeigt deutlich, wie sich die planaren Sande mit niedrigen Dünen verzahnten und schließlich von ihnen bedeckt wurden (Abb. 50 a, b). Wie Tauchbeobachtungen gezeigt haben, streichen südlich von Trunk Island planare Schichten bis mindestens 7 m unter heutigen Meeresspiegel aus. Ob diese überfluteten Teile der planaren Folge noch zur Lower Town Hill Fm. gehören, bleibt vorerst unklar. Wenn ja, repräsentieren sie möglicherweise die späte transgressive Phase des Hochstands.

In der Upper Town Hill Fm. sind über dem heutigen Meeresspiegel nur subhorizontale oder kleinstilig schräggeschichtete Sedimentpakete aufgeschlossen. Meischner et al. (1995) interpretierten sie als incipient dunes; der umgebende Paläo-Meeresspiegel lag nach ihrer Auffassung 2 m unter heutigem Meeresspiegel. Nach dem Ende des Upper Town Hill war das Gebiet des heutigen Harrington Sound großflächig von Dünenzügen umschlossen, die von Norden und S geschüttet worden waren und den heutigen Meeresspiegel meist weit überragen.

Im Gebiet des Walsingham Cliff (Abb. 50 c) bestehen die Kliffs aus hohen Dünen der Walsingham Fm., der ältesten pleistozänen formation in Bermuda. Jüngere Gesteine als Upper Town Hill (Belmont Fm. nach Vacher et al. 1989) ziehen nur nordnordwestlich von Trunk Island bis an die heutige Uferlinie herunter. Sehr wahrscheinlich ragt aber auch unter diesen jüngeren Dünen ein älterer Dünenkern bis über Meeresspiegel auf. Nach den weitestgehend übereinstimmenden Ergebnissen der (1) Kartierung von Vacher et al. (1989) und der (2) Uferkartierung durch die Göttinger Arbeitsgruppe war das Areal des heutigen Harrington Sound demnach vom Ende des Upper Town Hill an praktisch oberflächlich vom Meer und den seewärtigen, dünenliefernden Stränden abgeriegelt. Im Lower Town Hill hatte sich zuvor eine flache Plate über weite Gebiete aufgebaut. Heute sind diese planaren Schichten durch Becken mit z.T. über 20 m Wassertiefe getrennt.

Im seismischen Profil durch den Harrington Sound zeigt sich das Präholozän als regelmäßig aufgebauter Schichtstapel, der durch lateral weit aushaltende, subhorizontale Grenzflächenreflektoren untergliedert ist (Abb. 51, 123). Selbst viele der internen Reflexionsmuster lassen sich lateral weit verfolgen. Wie die Kerne belegen, bestehen die kräftigen Grenzflächenreflektoren aus intrapleistozänen Böden, Torfbändern, oder subaerische Expositionsflächen, d.h. es sind echte Sequenzgrenzen im Sinne von van Wagoner et al. (1988). Sie begrenzen Sequenzen, die aus marinen bis äolischen Karbonaten bestehen. Darin eingebettet sind einzelne ausgedehnte Leithorizonte mit charakteristischer Lithologie und Fauna, die auch im Präholozän des Castle Harbour auftreten (Vollbrecht 1990).

Ästige Korallen und Kopfkorallen treten im Pleistozän nur in zwei der gekernten Sequenzen auf:

(1) am Middle Ridge (Abb. 81, 85, 90) und im nordwestlichen Harrington Sound (Abb. 72, 73, 78). Diese Sequenz ("Sequenz D" in Gross & Schneider, 1990 unveröff.) liegt mit geringem Relief in 15 - 23 m heutiger Wassertiefe und führt *Montastrea*, *Oculina*, *Porites* und *Siderastrea*. In North und South Basin scheint diese Sequenz primär zu fehlen oder ausgeräumt worden zu sein. U/Th-Datierungen der gekernten Korallen lieferten Alter zwischen 117 (+5,8/-5,4) und >350 kyr BP; acht von 14 Altern lagen bei > 350 kyr BP;

(2) in der jüngsten pleistozänen Sequenz, am Top des Middle Ridge, in ca. 13 m heutiger Wassertiefe (Kern HS-MR 03; *Siderastrea*). Diese Sequenz ("Sequenz B" in Gross &

Schneider, 1990 unveröff.) ist wahrscheinlich die marine Fazies des Lower Town Hill. Die "Sequenz B" wurde offenbar in weiten Teilen des Harrington Sound durch Erosion ausgeräumt. Die einzige gekernete Koralle aus dieser Sequenz lieferte ein Alter von 166 (+11/-10) kyr BP. Auch dieses Alter ist offenbar unzuverlässig; es fällt in eine Kaltzeit (Isotopenstadium 8), in der der Meeresspiegel sicher keine Höhe über -20 m erreichte.

Eine sichere Rekonstruktion der pleistozänen Geschichte des Harrington Sound ist anhand dieser widersprüchlichen Korallen-Datierungen nicht möglich. Dennoch sind folgende Aussagen möglich:

- die pleistozäne Schichtenfolge im Harrington Sound besteht aus subhorizontalen Sequenzen, die sich mit lateral wenig variierender Mächtigkeit und Lithologie über weite Flächen des Harrington Sound Basin erstrecken (Gross & Schneider, 1990 unveröff.; Vollbrecht 1990); das Gebiet des Harrington Sound ähnelte zu jener Zeit vermutlich einer flachen Bank;
- der pleistozäne subhorizontale Schichtenstapel setzte sich anscheinend über dem Niveau des heutigen Meeresspiegels in der Lower Town Hill Fm. fort; die unterlagernden Sequenzen im heute überfluteten Teil des Harrington Sound sind älter ("Unnamed Units" in Meischner et al. 1995)
- die Alter gekernter pleistozäner Korallen (Gross & Schneider, 1990 unveröff.) schließen eine größere Schichtlücke zwischen den jüngsten erhaltenen pleistozänen Schichten und dem Holozän zumindest nicht aus; dies gilt auch für den Castle Harbour (Vollbrecht 1990);
- das Gebiet des Harrington Sound war seit dem Upper Town Hill durch Dünenrücken vom Meer getrennt;
- vor dem Beginn der Ablagerung postglazial-holozäner Sedimente wurden die tiefen Becken des Harrington Sound in die subhorizontale pleistozäne Schichtenfolge hineingeschnitten;
- die laterale Variation in Mächtigkeit und Fazies ist in der postglazial-holozänen Sequenz wesentlich größer als in den pleistozänen Sequenzen; Ursache hierfür ist vor allem das deutlich steilere holozäne Relief mit Hangneigungen von z.T. über 10°;
- durch absolute Datierung pleistozäner Korallen läßt sich das Alter der prä-holozänen Erosionsfläche, d.h. das Alter des Harrington Sound Basin, bislang nicht erschließen;
- im Lower Town Hill (405 kyr BP) existierte die heute unter dem Meerespiegel liegende Hohlform des Harrington Sound Basin noch nicht; der Harrington Sound ist demnach jünger als Lower Town Hill.

Im folgenden werden zwei Hypothesen zur Entstehung des Harrington Sound diskutiert: Absenkung der Oberfläche durch Regen- und Grundwasser sowie Einsturz von tieferliegenden Höhlen.

4.7.2. Diskussion: Denudation der Landoberfläche durch Lösung

Die Oberfläche der heutigen Bermuda Inseln ist durch flächenhafte Karbonatlösung geprägt (Sayles 1931, Bretz 1960). Nach dem am häufigsten diskutierten Modell sind die Bermuda inshore waters durch verstärkte Karbonatlösung im Verlauf mehrerer Glazial/Interglazial-Zyklen aus Dünentälern entstanden (Swinerton 1929 a, b; Plummer et al. 1976, Vacher 1978, Vacher & Mylroie 1991, Mylroie et al. 1995). Bretz (1960) hielt die großen inshore basins für überflutete Uvalas. Die folgende Darstellung des Oberflächenkarst-Modells (Abb. 52) lehnt sich an Vacher & Mylroie (1991) und Mylroie et al. (1995) an.

Ein neuer Dünenrücken wird auf der seewärtigen Seite eines älteren Dünenrückens angelegt; dadurch entsteht ein langgestrecktes Düental. In der Folgezeit bildet sich auf den Dünen ein Boden. Durch meteorisch-vadose Karbonatlösung unter dem im Düental besonders mächtigen aktiven Boden wird dann die Landoberfläche allmählich abgesenkt.

Vacher (1978) errechnete aus hydrogeochemischen Daten von Bermuda (Plummer et al. 1976) eine Absenkungsrate von etwa 5 m/10 kyr (= 0,5 mm/yr). Land et al. (1967) dagegen hielten Erosionsbeträge von maximal 1,25 m seit dem letzten Interglazial für wahrscheinlich.

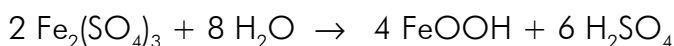
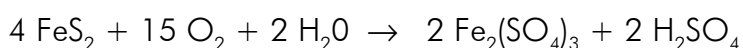
In einem späteren Interglazial überflutet der Meeresspiegelgesteuerte Spiegel einer Süßwasserlinse den Boden des Düentals, das zur Marsch wird. Wegen der positiven Niederschlagsbilanz fließt aus dieser Marschen saures, CO₂-reiches Grundwasser nach unten und lateral in die benachbarten Karbonate hinein, wo es die meteorisch-phreatische Karbonatlösung erheblich verstärkt. Die vergrößerte Depression füllt sich mit Torf.

Während des nachfolgenden Glazials fällt die Torfmarsch trocken. Der Torf wird oxidiert und entfernt. Vadoses Grundwasser reichert sich dabei mit CO₂ an, und vertieft die Depression weiter. An den Rändern wächst die Depression durch Einsturz von phreatischen Hohlräumen und Unterschneidungen. Fortschreitende Lösung läßt die Oberfläche der benachbarten Dünenrücken weiter absinken; Durchbrüche zum Meer werden so vorbereitet.

Mit dem nächsten Anstieg des Meeresspiegels in das Niveau der Depression wachsen wieder Süßwasser-Torfmarschen, und die phreatische Korrosion setzt wieder ein. Steigt der Meeresspiegel hoch genug, kann die Depression vom Meer überflutet werden und zum marinen sound werden. In diesem Fall wächst die Depression lateral durch Bioerosion (Hohlkehlen im Meeresspiegel-Niveau; Neumann 1965), Mischungskorrosion (Bögli 1980) und zeitweilige Karbonatuntersättigung infolge Respiration (Schneider 1976, Trudgill 1976 a). Im nächsten Glazial beginnt der Absenkungszyklus dann mit vadoser Korrosion von neuem.

Soweit dieses Szenario. Obwohl die generelle Entwicklung plausibel erscheint, widersprechen einige Annahmen dieses Modells den Fakten.

(1) Die zahlreichen Sedimentkerne aus der North Lagoon (Kuhn 1984) und den Bermuda inshore waters belegen, daß Torf in Bermuda ausschließlich in Niedermooren akkumuliert wurde, und zwar während Transgression und Hochstand. Nichts spricht für die von Vacher & Mylroie (1991) vermutete Bildung von Torfmarschen aus marinen inshore waters bei abfallendem Meeresspiegel am Ende eines Hochstandes. Grundwässer in Niedermooren sind aber im allgemeinen nur schwach sauer oder sogar neutral, vor allem in karbonatischem Terrain (Eggelsmann 1990). Dies zeigt sich auch in den Analysen von Grundwässern aus Bermuda (Plummer et al. 1976). Die pH-Erniedrigung in Marsch-Grundwässern dürfte allein nicht zu besonders intensiver Korrosion geführt haben; möglicherweise waren erhöhte $p\text{CO}_2$ - und Ca^{2+} -Werte der Grundwässer (Plummer et al. 1976) entscheidender. Dagegen wird bei sinkendem Grundwasserspiegel ständig mehr Torf der Luft ausgesetzt und wegen der dabei ablaufenden Reaktionen (Emerson 1976, Grosse-Brauckmann 1990)



eine beträchtliche Menge Schwefelsäure freisetzt; dies resultiert bei fehlender Pufferung in drastisch erniedrigtem pH-Wert. Wenn sich Niedermoor-Torfe tatsächlich in einen karbonatischen Untergrund gleichsam hineinfressen können, sollte dies vor allem nach ihrem Trockenfallen geschehen.

(2) Ein allmählich tiefersinkendes Becken wie der proto-Harrington-Sound dieses Szenarios sollte primär sedimentäre Rhythmen zeigen, die Wiederholungen der Abfolge Boden, Torf, marines Karbonat und jüngerer Boden sind. Um zu verhindern, daß sich das Becken sukzessive mit Sediment füllt, müßten Oxidation die Torfe und Lösung die Karbonate später, d.h. im anschließenden Glazial, wieder quantitativ entfernen. Als unlöslicher Rückstand sollten dann mächtige, möglicherweise zusammengesetzte Böden erhalten bleiben. Dies stimmt nicht mit dem Befund aus den Kernen überein: die intrapleistozänen Böden sind meist nur geringmächtig, die karbonatischen Sequenzen dagegen deutlich mächtiger; Torfe allerdings sind, anders als im frühen Holozän, im Pleistozän tatsächlich selten bzw. selten erhalten.

(3) Das geringe Relief und das relativ weite laterale Aushalten der Fazies im Pleistozän des Harrington Sound kontrastieren stark mit dem steilen Relief und den starken lateralen Fazieswechseln innerhalb der holozänen Füllung. Wenn das heutige Becken des Harrington Sound über mehrere Kalt- und Warmzeiten hinweg entstanden wäre, sollte sich das Relief innerhalb einer Ablagerungs-Sequenz von den älteren zu den jüngeren Sequenzen hin allmählich versteilen. Dies ist nicht der Fall; stattdessen schneidet sich eine steile präholozäne Erosionsfläche in einen subhorizontalen Schichtkuchen.

(4) Der maximale Hochstand des Meeresspiegels lag während des Isotopenstadiums 5e bei ca. +6 m. Wenn zu jener Zeit das Becken des Harrington Sound bereits in annähernd der heutigen Form existiert hätte, wäre im Profil eine der holozänen Füllung ähnliche, das vorhandene Relief auskleidende Sequenz des Isotopenstadiums 5e zu erwarten. Dies gilt prinzipiell für alle tiefen inshore basins. Für die Existenz von marinen oder äolischen Ablagerungen der letzten Warmzeit im Harrington Sound Basin gibt es aber keine

eindeutigen Belege, weder durch entsprechende Altersdaten noch durch präholozäne Vorläufer-Sequenzen mit steilem internen Relief. Auch im Castle Harbour deutet sich eine größere Schichtlücke unter dem Holozän an (Vollbrecht 1990).

Die Alternative zu diesem Oberflächenkarst-Szenario, der Einsturz großer Höhlen, ist allerdings noch unbefriedigender

4.7.3. Diskussion: Einsturz großer Höhlen

Höhlen unterschiedlichster Größe sind in Bermuda vor allem in den älteren pleistozänen formations verbreitet, insbesondere in den Äolianiten der Walsingham Fm. zwischen Harrington Sound und Castle Harbour (Swinnerton 1929 a, b, Bretz 1960, Hobbs 1985). Die meisten Höhlen Bermudas, insbesondere auch die großen touristischen Höhlen, haben ihre heutige Form durch wiederholt einstürzende Höhlendecken und daraus resultierende Aufwärtswanderung des Hohlraums erhalten (Bretz 1960, Palmer et al. 1977, Vacher & Harmon 1987). Kleinere Einsturz-Strukturen sind auch in den seismischen Profilen aus dem Harrington Sound erkennbar (Abb. 125). Palmer et al. (1977) charakterisieren auch die selteneren Höhlentypen Bermudas.

Können die Bermuda inshore basins aus eingestürzten Großhöhlen hervorgegangen sein? Hartsock et al. (1995: 333) zum Beispiel vermuteten, daß im Umkreis einer von Gees & Medioli (1970) postulierten Castle Harbour Caldera ehemals "...a family of such deep caverns at roughly the same base level..." existiert hatte, deren Einsturz für Bruchsysteme im Nordosten Bermudas verantwortlich sein sollte. Die offenbar fehlenden Ablagerungen des Isotopenstadiums 5 im Harrington Sound ließen sich leicht erklären, wenn das Becken erst nach dem Isotopenstadium 5 entstanden wäre.

Auslöser eines solchen gleichzeitigen Einsturzes mehrerer Großhöhlen könnten z.B. Erdbeben sein. Auch bei absinkendem Grundwasserspiegel kann es zum Einsturz kommen, vor allem dann, wenn in unverfestigtem Material angelegten Höhlengewölben dadurch der hydrostatische Auftrieb entzogen wird (Newton 1984).

Die notwendige Größe der Höhlensysteme scheint aber selbst für standfestes Gestein nicht kompatibel mit der geringen Tiefenlage des Basements zu sein. Die Oberfläche des Basements liegt durchschnittlich bei -75 m (Officer et al. 1952), zwischen Castle Harbour und Harrington Sound sogar stellenweise bei nur - 30 m (Gees & Medioli 1970; Peckenham 1981). Die mittlere Wassertiefe der inshore waters beträgt heute etwa 5 - 15 m. Um das Harrington Sound Basin durch Einsturz zu produzieren, hätten mehr als 0,1 km³ Gestein akkomodiert werden müssen, im Falle z.B. des Great Sound noch wesentlich mehr.

Kollabierte Hohlräume dieser Größenordnung sind zwar aus anderen karbonatischen Terrains bekannt, z.B. aus Florida (Snyder et al. 1989); die Karbonatmächtigkeiten sind hier aber wesentlich höher und die hydrologischen Verhältnisse anders als in Bermuda. Auch fehlen in den von mir ausgewerteten seismischen Profilen jegliche Hinweise auf beckenweite, jungpleistozäne Großbrekzien oder weiträumig abgesackte Reflektoren. Lediglich im tieferen Untergrund von Devil's Hole und Patton's Basin könnten sich größere Kollaps-Strukturen verbergen; in dieser Tiefe war aber die seismische Energie schon zu gering. Ich halte die Höhlenkollaps-Hypothese für ungeeignet, die Entstehung der inshore basins zu erklären.

4.7.4. Entstehung der inshore waters: modifiziertes Denudationsmodell

Sowohl Denudation durch oberflächliche Karbonatlösung als auch Kollaps von Höhlen waren an der Schaffung der inshore basins beteiligt: Denudation großräumig, Höhleneinsturz lokal. Das Oberflächenkarst-Szenario in seiner zuletzt von Mylroie et al. (1995) zusammengefaßten Form ist aber ungeeignet, um die Lagerungsverhältnisse zumindest im Harrington Sound zu erklären. Ich möchte deshalb ein modifiziertes Oberflächenkarst-Modell am Beispiel des Harrington Sound entwerfen.

Wie aus der Geologischen Karte von Bermuda (Vacher et al. 1989) hervorgeht, liegen viele der heutigen marshes am Ausstrich einer Grenze zwischen jüngerem Äolianit (meist Rocky Bay Fm.) und älterem Äolianit (Upper Town Hill Fm.). Es ist deshalb durchaus wahrscheinlich, daß auch der initiale Harrington Sound als Dünenental zwischen zwei unterschiedlich alten Dünenzügen angelegt worden ist (Abb. 52 a, b). Anhand der heutigen Erosionsrelikte läßt sich das Alter dieser hypothetischen, initialen Dünenzüge aber nicht sicher bestimmen. Die Dünenzüge müssen in jedem Fall die planare Fazies der Lower Town Hill Fm. überlagert haben; dies gibt ein Maximalalter von rund 400 kyr.

Wie hoch diese Dünenzüge über dem Gebiet des Harrington Sound einst aufgeragt haben könnten, ist spekulativ. Wenige hundert Meter südlich des Harrington Sound liegt der heute rund 70 m hohe Town Hill; seine zum Harrington Sound relativ steil abfallende Nordflanke besteht aus Äolianiten der Lower Town Hill und Upper Town Hill Formations (plus den in kleinen Erosionsfenstern auftretenden Relikten einer noch älteren Einheit). Südöstlich und nördlich des Harrington Sound liegen Äolianite der Upper Town Hill Fm. stellenweise mehr als 40 m über heutigem Meeresspiegel. Ich halte daher auch für die postulierten einstigen Dünen der Lower Town Hill Fm. im Harrington Sound eine Höhe von + 40 m für denkbar.

An diese Dünen haben sich dann vermutlich seewärts die Dünen der Upper Town Hill Fm. angelagert, und zwar symmetrisch nach Nordwesten und Südosten. Dadurch entstanden an den Grenzen zwischen den beiden Formations zwei langgestreckte interdune lows, eins im Nordwesten, das andere parallel dazu im Südosten. Der Talboden dieser beiden (hypothetischen) interdune lows könnte bei + 25 bis + 30 m gelegen haben -- deutlich über den maximalen Hochständen aller folgenden Warmzeiten.

Solange der Meeresspiegel den Boden dieser hypothetischen Dünentäler nicht erreichte, konnte Karbonat nur in der vadosen Zone gelöst werden. Die Erosionsraten blieben deshalb mehr als 250.000 Jahre niedrig (ca. 0.1 mm/yr); die Absenkungsrate der Oberfläche ebenfalls. Erst als der bis + 6 m auflaufende Meeresspiegel des Isotopenstadiums 5 e eine Süßwasserlinse über den Boden der beiden interdune lows anhob, konnte sich eine Torfmarsch bilden. Zu dieser Zeit dürfte der Boden der beiden

ehemaligen interdune lows noch wenige Meter über heutigem Meeresspiegel gelegen haben. Meteorisch-phreatische Lösungsprozesse begannen, und CO₂-reiche Wässer aus den Marschen infiltrierten die benachbarten Karbonate.

Beim neuerlich Absinken des Meeresspiegels fielen in den ehemaligen Dünentälern nun erstmals Torfe trocken. Durch Oxidation der organischen Substanz und sulfidischer Akzessorien entstanden in kurzer Zeit große Mengen CO₂-reicher Wässer, vor allem aber auch nennenswerte Mengen von Schwefelsäure. Die Karbonatlösung wurde deutlich stärker, und die Rate der Oberflächen-Absenkung stieg stark an (ca. 0,4 - 1,2 mm/yr; Abb. 52 d). Der Hochstand des Stadiums 5a lag rund 40.000 Jahre nach dem Hochstand 5e und knapp 20 m tiefer. Wahrscheinlich, waren die beiden ehemaligen Dünentäler zu dieser Zeit bereits bis auf das damalige Meeresspiegel-Niveau (-15 bis - 12 m) abgesunken. Die Denudationsrate zwischen den Isotopenstadien 5e und 5a muß dann durchschnittlich ca. 0,4 - 0,7 mm/yr betragen haben.

Im Isotopenstadium 5a entstanden vielleicht erneut Torfmarschen (Abb. 52 e), deren Trockenfallen am Ende des Isotopenstadiums 5a zu weiterer CO₂- und Schwefelsäure-Produktion und intensiver Verkarstung führte (mit Denudationsraten von ca. 0,7-1,2 mm/yr). Vielleicht sackten in dieser Phase die Tiefs des späteren Harrington Sound (Devil's Hole Basin, Patton's Basin) durch Einsturz von Höhlen besonders stark ab.

Vor der holozänen Überflutung der aus ehemaligen Dünentälern entstandenen Becken kam es zu einer kurzzeitigen, flachen Überflutung der Tiefs durch Süßwasser (s. nächstes Kap.). Diese Vorläufer-Überflutung beeinflusste die Gestalt der präholozänen Hohlform des Harrington Sound nicht mehr wesentlich. Die Überflutung fand vermutlich während des Isotopenstadiums 3 statt.

Die holozäne Überflutung begann zunächst mit einer Süßwasserphase. Grundwasserspiegel-Höhlen konnten in der Umrandung des Harrington Sound entstehen. Im Übergang zur marinen Phase verstärkte sich die laterale Erosion durch Lösung (Mischungskorrosion) und Bioerosion (Neumann 1965, 1966); beide Prozesse dauern bis heute an. Sie sind im Niveau des Meeresspiegels besonders wirksam und schufen dort innerhalb von vielleicht nur wenigen 100 Jahren mehrere Meter tiefe Hohlkehlen. An steilen Kliffs wächst das Becken heute lateral durch Wellenschlag und Kliff-Abbruch, letztes begünstigt durch die tief unterschrittenen Hohlkehlen.

Paläokarst-Oberflächen werden durch physikalische Erosion und Bioerosion überprägt, wenn sie während einer nachfolgenden Transgression überflutet werden (Rasmussen & Neumann 1988, Smart & Whitaker 1991). An steileren Hängen des Harrington Sound Basin zum Beispiel wurde der jungpleistozäne Boden stellenweise erodiert oder

umgelagert, und Epi- oder Endobionten besiedelten die freigelegten pleistozänen Karbonate.

Über Denudationsraten der Oberfläche durch Karbonatlösung ist nur wenig bekannt, insbesondere für tropische Karbonatsysteme. Trudgill (1985) gibt für die Britischen Inseln eine Übersicht für kalkige und dolomitische Ausgangsgesteine unterschiedlicher Bedeckung durch Böden: bei Torfbedeckung (hier vermutlich saurer Hochmoor-Torf) sind die errechneten Erosionsraten am größten und überschreiten 5 mm/yr, bei Bedeckung durch mineralischen Boden oder bei fehlendem Boden liegen die Erosionswerte unter 0,2 mm/yr. Auf dem tropischen Aldabra Atoll (Indik) ermittelte Trudgill (1976 b) mit Mikroerosions-Metern eine durchschnittliche Oberflächenabsenkung von 0,26 mm/yr für mineralogisch noch nicht stabilisierte marine Karbonate des letzten Interglazials. Unter mächtigen organischen Böden des Aldabra Atoll dagegen lagen die Erosionsraten bei durchschnittlich 12,5 mm/yr.

Die im oben vorgestellten Szenario angenommenen Absenkungsraten der Oberfläche sind also nicht außergewöhnlich hoch. Die von Vacher (1978) auf der Basis hydrogeochemischer Daten aus Bermuda errechnete Denudationsleistung (0,5 mm/yr) liegt in derselben Größenordnung. Der wesentliche Unterschied zum bisherigen Modell (Myroie et al. 1995) besteht darin, daß die Oberfläche solange nur langsam denudiert wird, wie keine Torfe subaerisch exponiert werden.

Die präholozäne Geschichte der übrigen inshore waters läßt sich nicht detailliert rekonstruieren. Jedes einzelne inshore water hat seine individuelle Geschichte, abhängig u.a. vom Zeitpunkt der Entstehung des initialen Dünentals, von der Höhe des Talbodens und von Höhe und Dauer der nachfolgenden Meeresspiegel-Hochstände. Grundsätzlich sollte die Entwicklung der übrigen inshore waters aber ähnlich wie oben geschildert verlaufen sein. Eine konstruktive Entstehung der Bermuda inshore waters dagegen, wie von Land et al. (1967) postuliert, ist mit den mir vorliegenden Daten nicht in Einklang zu bringen.

Im hier vorgestellten Modell sind die Raten der oberflächlichen Karbonatlösung deutlich höher als von Land et al. (1967) vermutet, denn Ablagerungen des Isotopenstadiums 5 fehlen in den inshore waters offenbar. Das hier vorgestellte Modell zur Entstehung der inshore waters wäre falsifiziert, wenn Ablagerungen des Stadiums 5 in den inshore basins gefunden würden.

4.7.5. Konsequenzen erhöhter Denudationsraten

Trifft das modifizierte Denudations-Modell zu, hat das Konsequenzen für die Entstehung von Sequenzgrenzen und silikatischen Böden auf Karbonatplattformen.

Die Grenzfläche zwischen Holozän + jungpleistozänem Boden und älterem Pleistozän im Harrington Sound ist nach sequenzstratigraphischen Begriffen (Sarg 1988, Wagoner et al. 1988) eine Sequenzgrenze. Die Lage der Erosionsbasis kontrolliert, wie tief die oberflächliche Karsterosion sich maximal in den Untergrund einschneidet. Bei isolierten ozeanischen Inseln liegt die Erosionsbasis gewöhnlich im Niveau des umgebenden Meeresspiegels (Choquette & James 1988).

Schneidet sich eine Sequenzgrenze besonders tief in die unterlagernden Schichtpakete eines karbonatischen Schelfs ein, wird dies oft als Anzeichen für einen besonders kräftigen

oder lang andauernden Tiefstand des Meeresspiegels verstanden (Kendall & Lerche 1988). Die tiefste Stelle der Paläokarst-Oberfläche liefert dabei einen Maximalwert für die Höhe des Meeresspiegels (Jones & Hunter 1994). Die Rate der Denudation einer Paläokarst-Oberfläche soll vor allem kontrolliert werden durch das Zusammenspiel von Niederschlag, Evapotranspiration, Bodenbedeckung und Vegetationsbedeckung (Pfeffer 1976, Choquette & James 1988, Smart & Whitaker 1991, Vacher & Mylroie 1991, Wright 1991, Saller et al. 1994). Aus der Entstehung der Bermuda inshore basins und marshes läßt sich dagegen folgendes schließen:

- Paläokarst-Oberflächen mit > 30 m Relief können offenbar innerhalb weniger 10.000 Jahre entstehen. Räumliche Schwankungen im Relief der Paläokarst-Fläche entstehen auch infolge unterschiedlicher geomorphologischer Ausgangslage, nicht nur infolge unterschiedlichen Klimas.
- Die Bermuda inshore waters sind in einem Zeitabschnitt entstanden, der durch orbital gesteuerte Meeresspiegel-Schwankungen prinzipiell ähnlicher Amplituden und Quasiperioden gekennzeichnet ist. Sequenzgrenzen (in karbonatischen Schelfen oder Plattformen), die sich tief in ältere Sequenzen hineinschneiden, zeigen demnach nicht unbedingt einen außergewöhnlich tiefen Meeresspiegel oder eine besonders langanhaltende Auftauchphase an.
- Die Reliefentwicklung einer Paläokarst-Oberfläche wird nicht nur durch die Höhe der Tiefstände, sondern durch die Reihenfolge und Höhe aufeinanderfolgender Tiefstände, Hochstände und Zwischenhochstände kontrolliert.
- Klimatische Faktoren, insbesondere ausreichender effektiver Niederschlag, sind für die Entstehung unterschiedlicher Paläokarst-Reliefs auf ozeanischen Inseln verantwortlich (Vacher & Mylroie 1991). Wasser ist aber nicht nur entscheidend für den Aufbau von Torfmarschen, sondern auch, um die bei sinkendem Wasserspiegel/Meeresspiegel entstehenden Säuren aus der Oxidation von organischer Substanz und Sulfiden in die unterlagernden Karbonate zu transportieren.

Konsequenzen ergeben sich auch für die Entstehung silikatischer Böden. Ausgehend von einer Denudationsrate von 1 m pro Auftauchphase verwarfen Land et al. (1967) die Auffassung von Bretz (1960), daß die tonigen pleistozänen Böden Bermudas der unlösliche Rückstand gelöster Karbonate seien. Land et al. (1967) errechneten, daß ein rund 30 m mächtiger Stapel von Karbonat gelöst werden müßte, um die beobachteten Bodenmächtigkeiten zu erhalten.

Dieses Ausmaß von Karbonatlösung ist nach dem hier vorgestellten modifizierten Denudationsmodell zumindest lokal erreichbar. Die pleistozänen Böden bestehen demnach vermutlich nicht nur aus kaltzeitlich transportiertem tonigem Staub; sie enthalten auch größere Mengen warmzeitlich windverfrachteter Staubpartikel aus marinen und/oder äolischen Karbonaten.

4.7.6. Meeresspiegel des Isotopenstadiums 3?

Im Kern HS-DH /B (Devil's Hole Basin, Abb. 75) liegt die holozäne Sedimentfüllung auf einem mehr als 2 m mächtigen präholozänen Tonhorizont. Dieser Horizont umfaßt Böden

mehrerer Kaltzeiten. In den oberen Teil dieses Tonhorizontes ist ein Paket aus Seekreide eingeschaltet. Es enthält u.a. Schalen von *Planorbis*. Dieser Seekreide-Horizont liegt in einer Tiefe von rund 33 m unter heutigem Meeresspiegel. Darüber liegt der Boden der letzten Kaltzeit, der ca. 20 cm mächtig ist.

Wie oben diskutiert, ist die präholozäne Hohlform des Harrington Sound vermutlich nach dem Isotopenstadium 5e angelegt worden. Der Boden der letzten Kaltzeit entstand auf dem durch die Erosionsdiskordanz vorgegebenen Relief. Im Devil's Hole Kern HS-DH /B ist dieser Boden ca. 20 cm mächtig. Diese Mächtigkeit ist im Vergleich zu anderen Kernstationen nur durchschnittlich und für eine Sedimentfalle wie Devil's Hole erstaunlich niedrig. Unter diesem Boden liegt der pleistozäne Seekreide-Horizont. Darunter folgt ein älterer, intra-pleistozäner Boden.

Auffällig ist die relativ gute Erhaltung der pleistozänen Seekreide. Weder $\delta^{13}\text{C}$ - noch $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse deuten auf intensive Süßwasserdiagenese (Abb. 34, 43). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für die pleistozänen *Planorbis* sind im Gegenteil durchschnittlich rund 1 ‰ höher als die der holozänen *Planorbis*. Allerdings sind die pleistozänen *Planorbis*-Schalen etwas stärker korrodiert als die in der jüngeren (holozänen) Seekreide weiter oben im Kern. Wie Radiographien zeigen, ist die Schichtung der pleistozäne Seekreide infolge kräftiger Durchwurzelung weitgehend ausgelöscht; die holozäne Seekreide ist dagegen gut geschichtet und zeigt keinerlei Spuren von Durchwurzelung.

Eine ähnliche Situation besteht an der Kernstation HS-HI 02 (Abb. 77). In diesem präholozänen sinkhole liegt unter einem mächtigen Boden eine von der Erhaltung her dem Holozän vergleichbare Abfolge von Torf und Seekreide, die ihrerseits einen älteren pleistozänen Boden überlagert (Abb. 77: Core log 7,5-7,95 m). Seekreide und Torf liegen hier in einer Tiefe von rund 27 m unter heutigem Meeresspiegel.

Für beide Lokalitäten ist ein jungpleistozänes Alter der Seekreide wahrscheinlich. Da das Becken des Harrington Sound vermutlich selbst nicht älter als Isotopenstadium 5e ist, muß die pleistozäne Seekreide nach dem Isotopenstadium 5e, aber vor dem Isotopenstadium 1 entstanden sein.

Wahrscheinlich sind Torf und Seekreide wie im Holozän annähernd im Niveau des Meeresspiegels entstanden sind. Sie repräsentieren offensichtlich einen kurzfristigen Meeresspiegel-Peak. Legt man die für die holozänen Seekreiden belegte Ablagerungs-Wassertiefe von wenigen Metern auch für die pleistozäne Seekreide zugrunde, bedeutet das einen kurzfristigen pleistozänen Meeresspiegel-Hochstand bei ca. -25 m oder wenig darüber.

Das Fehlen eines Basistorfs unter der Seekreide im tiefer gelegenen Devil's Hole könnte andeuten, daß hier die Anstiegsrate des Meeresspiegels noch deutlich höher war als während der Überflutung des sinkholes vor Hall's Island. Auch diese Abnahme der Anstiegsrate wäre, analog zum Holozän, ein Hinweis auf einen Meeresspiegel-Peak nicht wesentlich oberhalb der Seekreide. Schließlich fehlen auch marine Sedimente, die nach der holozänen Überlieferung ab einem Meeresspiegelstand oberhalb ca. -15 m zu erwarten wären. Insgesamt scheint mir - 25 m ein recht sicherer Wert für diesen Spiegelstand zu sein.

Ein unterhalb -25 m Tiefe gelegener, vermutlich spätpleistozäner toniger Boden wurde noch an vier weiteren Kernstationen vollständig durchteuft:

- Great Sound, Kern GS 02. Ein rund 20 cm mächtiger Boden in 27 m Tiefe (Abb. 65).
- Harrington Sound, Kern HS-PD /1. Ein rund 1,3 m mächtiger Boden zwischen 31 und 32 m Tiefe, etwa in der Mitte deutlich zweigeteilt, mit einer dünnen humosen Lage über der Grenzfläche (Abb. 88),
- Harrington Sound, Kern HS-SP 04. Ein rund 1,2 m mächtiger Boden zwischen 27 und 28 m Tiefe, im unteren Teil mit gelblichen, grauen und braunen Horizonten, Zweiteilung in der Mitte des Bodens nur in Radiographien erkennbar (Abb. 96).
- Port Royal Bay, Kern PR 01 /1. Ein rund 40 cm mächtiger Boden in 26 m Tiefe, etwa in der Mitte zweigeteilt durch ein feines karbonatsandiges Band mit sehr viel Feinschill (Abb. 104).

Der Meeresspiegel-Stand bei -25 m sollte auch diese Senken mit Grundwasser überstaut haben. In den Kernen HS-PD /1 und insbesondere PR 01 /1 sind die Böden deutlich zweigeteilt und suggerieren ein zeitweiliges Aussetzen der Bodenbildung. Der Boden im Kern HS-SP 04 ist zwar ebenfalls zweigeteilt, allerdings ohne deutlichen Materialwechsel. Der Boden im Kern GS 02 gibt keine Hinweise auf zeitweilige Überstauung durch Grundwasser. Der Beweislage ist bei diesen vier Kernen nicht eindeutig.

Wann fand diese Zwischenhochstand-Episode statt? Der Verlauf der quartären Sauerstoff-Isotopenkurve (Imbrie et al. 1984) läßt die Wahl zwischen den Stadien 5c, 5a und 3. Stadium 5c kommt für den Stand bei -25 m kaum in Frage: der Hochstand des Stadiums 5a war sehr wahrscheinlich höher als der des Stadiums 5c; in den Bermuda inshore waters sollten dann zwei Überflutungsphasen nach dem Stadium 5e dokumentiert sein. Für das Stadium 5a werden eher höhere Spiegelstände, oberhalb - 20 m, diskutiert (Aharon & Chappell 1986, Chappell & Shackleton 1986). Vacher & Hearty (1989) vermuten für das Stadium 5a in Bermuda sogar einen kurzfristigen Spiegelstand in der Höhe des heutigen Meeresspiegels; dies halte ich aber für zu hoch.

Die geringe Mächtigkeit des pleistozänen Bodens über der Seekreide (Devil's Hole Basin) spricht außerdem für die Akkumulation über einen relativ kurzen Zeitraum, nicht über ein ganzes Glazial wie im Falle einer Ablagerung der Seekreide während des Stadiums 5a. Zusammengekommen spricht dies gegen eine Bildung der Seekreide während des Isotopenstadiums 5a.

Stammt die Seekreide also aus dem Isotopenstadium 3? Hier stellt sich das gegenteilige Problem: nach vorherrschender Meinung lag der Meeresspiegel des Isotopenstadiums 3 bei etwa -50 m (pers. comm. Nicholas Shackleton, Cambridge), also deutlich tiefer als die fraglichen Seekreiden. Allerdings gibt es auch abweichende Meinungen: Aharon (1984) und Aharon & Chappell (1986) z.B. postulieren anhand der Riffterrassen der Huon Peninsula (Neuguinea) einen Zwischenhochstand etwa in der Höhe, den die prä-holozäne Seekreide aus Bermuda suggeriert.

Der Isotopenpeak des Stadiums 3 ist zweigipflig, der ältere Peak (3.3 oder 3c) höher als der jüngere (3.1 oder 3a). Der Zwischenhochstand in Bermuda könnte mit dem Isotopenstadium 3.3 korrelieren, dessen Alter bei ca. 55 - 60 kyr BP liegt.

5. ZUSAMMENFASSUNG

Ziel der Arbeiten war die Klärung der postglazialen Geschichte der Bermuda inshore waters. Aus der sedimentären Aufzeichnung sollte darüber hinaus die postglaziale Meeresspiegel- und Klima-Geschichte für die Region Bermuda und den angrenzenden Nordatlantik abgeleitet werden.

Die Untersuchungen stützen sich auf rund 46 km reflexionsseismische Profilstrecken und auf 53 Sedimentkerne aus den inshore waters der Bermuda Platform: Castle Harbour, Great Sound, Harrington Sound, Port Royal Bay und St. George's Harbour. Rund 281 m Kern wurden feinstratigraphisch neu beschrieben oder revidiert, davon 200 m Holozän. Der pleistozäne Anteil der Kerne diente zum Vergleich mit dem holozänen Material. Im Zentrum der Untersuchung stand das Material aus dem Harrington Sound, mit allein 28 km Profilstrecke und 40 bearbeiteten Sedimentkernen.

Folgende Untersuchungsmethoden wurden eingesetzt: Kernbeschreibung, Radiographien, Warvenzählung, Lichtmikroskopie, Raster-Elektronenmikroskopie, Siebverfahren und Grobkorn-Analyse, mikropaläontologische Methoden, Röntgen-Diffraktometrie, Karbonat-Bestimmung, CHN-Analysen, organische-geochemische und kohlepetrographische Verfahren, Messungen stabiler Isotope, Altersdatierungen.

In der holozänen Sedimentfüllung des Harrington Sound lassen sich 15 limnische bis marine Fazies unterscheiden. Die holozäne Abfolge liegt auf dem pleistozänen Boden oder auf pleistozänen Karbonaten. Das Holozän beginnt vielerorts mit Torf, der im Niveau des Meeresspiegels entstanden ist. Konventionelle ^{14}C -Altersdatierungen der in unterschiedlicher Höhenlage gekernten holozänen Basistorfe zeichnen für die letzten 10.400 ^{14}C -Jahre die Kurve des holozänen Meeresspiegel-Anstiegs im Gebiet der Bermuda Platform.

Bermuda gilt als tektonisch stabil. Die hier rekonstruierte Meeresspiegel-Kurve sollte deshalb eine glazio-eustatische Kurve sein, gesteuert durch das Eisvolumen auf den Kontinenten. Ein Vergleich mit der ebenfalls als glazio-eustatisch angesehenen Meeresspiegel-Anstiegskurve von Barbados offenbart Diskrepanzen zwischen den beiden Kurven. Mindestens eine der beiden Datenreihen muß durch unerkannte isostatische oder tektonische Faktoren beeinflusst worden sein. Unter den möglichen Fehlern wiegen am schwersten: (1) tektonisch-isostatische Ausgleichsbewegungen während der Abschmelzphase der kontinentalen Eisschilde (Barbados und Bermuda) und (2) Transport von *Acropora*-Korallenschutt in größere Wassertiefe (Barbados). Eine rein isostatische Ursache ist wegen der Größe der Diskrepanz zwischen den beiden Kurven unwahrscheinlich. Vermutlich waren dort Ausgleichsbewegungen und Riffschutt-Transport wirksam. Möglicherweise spielte auch Barbados' Position auf einem Akkretionskeil eine Rolle.

Die Meeresspiegel-Kurve von Bermuda ist ein Gerüst für die Rekonstruktion der Sedimentations-Geschichte der inshore waters. Im Prinzip haben alle inshore basins dieselbe Entwicklung durchlaufen: (1) Festland, (2) Überflutung, (3) Einsickern von Meerwasser, (4) Zunahme der Wassertiefe (Abb. 53). Die holozänen Sediment-Abfolgen der inshore basins sind dennoch nicht gleich.

Die holozäne Fazies-Entwicklung in den Bermuda inshore waters wurde gesteuert durch externe und interne Faktoren. Der wichtigste externe Steuerungsfaktor war der globale Anstieg des Meeresspiegels nach der letzten Eiszeit.

Besonders wichtige interne Steuerungsfaktoren waren: (1) der Grad der Verbindung zum offenen Ozean, (2) die Gestalt der vorgegebenen pleistozänen Topographie, (3) hydrographische Bedingungen wie z.B. Salinität, Temperatur, pH-Wert, Wasserschichtung und Wasserströmungen, (4) die Erosion, (5) die Zusammensetzung der autotrophen Gemeinschaft, (6) die Anwesenheit von Riffbildnern bzw. der Zeitpunkt ihrer Einwanderung.

Die holozäne Abfolge im Harrington Sound ist zeitlich und räumlich am besten bekannt. Süßwassertorfe kennzeichnen hier vielerorts den Beginn der Transgression. Im Devil's Hole Basin sind die ältesten torfigen Sedimente auf 11.400 yr BP datiert; sie liegen rund 33 m unter heutigem Meeresspiegel. Die Torfe entstanden in Marschen und Feuchtgebieten, die von einer Süßwasserlinse gespeist wurden. Steigender Meeresspiegel hob die Süßwasserlinse an; die Torfmarschen wurden überflutet. Süßwasserseen entstanden im Beckenzentrum, während die Marschen weiterhin die Ufer säumten. Charophyten siedelten in den tieferen Beckenteilen. Die auf ihrer Oberfläche gefällten Calcitkrusten bauten ein zum Teil mehrere Meter mächtiges Paket von Seekreide auf. Dieser Horizont repräsentiert das Ende der rein limnischen Entwicklung des Harrington Sound. Zu dieser Zeit, ca. 8.000 yr BP, stand der Meeresspiegel bei rund -15 m.

Das Eindringen von Meerwasser in den Harrington Sound geschah relativ rasch. Die rein limnische Fauna wurde zunächst durch salztolerante Arten abgelöst, noch während die Seekreide-Sedimentation weiterlief. Einsickern von Meerwasser in die tiefsten Becken schuf schizohaline Bedingungen. In den Becken wurden Laminite abgelagert, an den Rändern brackische Mudden. Der Umschlag von limnischen zu mesohalinen bis polyhalinen Bedingungen ging sehr rasch vor sich.

Mit weiter steigendem Meeresspiegel stieg der Salzgehalt im gesamten Wasserkörper an; schließlich wurde der See wieder holomiktisch. Gegen 6.500 yr BP war der See anchihaline (polyhalin); der Meeresspiegel stand bei -10 m. Im gesamten damaligen Seebecken lagerten sich brackische Sedimente ab. Karbonatische Mudden wurden im Becken durch Karbonatsilte, an den Rändern durch Karbonatsande abgelöst. An flachen Rändern lag ein Gürtel von Küstenmangrove und Salzmarschen.

Mit steigendem Meeresspiegel stieg die Diversität mancher marinen Gruppen (z.B. der Diatomeen) zunächst an. Später nahm die Diversität in den jetzt bis zu 20 m tiefen Becken wieder ab, vermutlich weil sich im Sommer eine Thermokline zu etablieren begann. In den tiefen Becken des Harrington Sound lief das Strömungssystem der peripheren Tröge an. Topographisch geführte Strömungen erzeugten kondensierte Sediment-Abfolgen an den Rändern der tiefen Becken und erhöhte Mächtigkeiten entlang der Beckenachsen. Die Ursache des Strömungssystems ist spekulativ, könnte aber mit coastal jets oder mit langen Kelvin-Wellen entlang der Thermokline zusammengehangen haben.

Der letzte große Einschnitt in der holozänen Entwicklung des Harrington Sound ist der Durchbruch einer Oberflächen-Verbindung (Flatt's Inlet) zur benachbarten North Lagoon um ca. 550 yr BP, möglicherweise sogar in historischer Zeit und anthropogen. Der Durchbruch ließ ein flood tidal delta im Harrington Sound entstehen, welches Sediment

aus der North Lagoon einträgt. Die Salinität im Harrington Sound stieg auf normal-marine Werte an. Korallen (*Oculina*) wanderte in den Harrington Sound ein; auch bei den Mollusken erschienen neue Gemeinschaften. Die Fazies-Zonierung änderte sich und erreichte den heutigen Zustand.

Die im Harrington Sound definierten Fazies sind auch in den übrigen inshore waters verbreitet. Diese Gewässer verfügen über einen besseren Wasseraustausch als der Harrington Sound und sind meist auch früher marin geworden. Riffe und riffnahe Sedimente dominieren deshalb die marine Folge dieser inshore waters. Castle Harbour ist das flachste und am besten durchströmte inshore water. Seine Riffgemeinschaften sind der vergleichsweise offenen North Lagoon am ähnlichsten. Weil der Castle Harbour aber eine andere frühholozäne Geschichte als die North Lagoon hatte, entwickelten sich andere Riffformen.

Es ist wahrscheinlich, daß präquartäre Überflutungen von karbonatischen Plattformen und Schelfen nach ähnlichen Mechanismen und gesteuert von ähnlichen Faktoren abliefen. Diese Erkenntnis ist unter anderem wichtig für die Interpretation von Isotopensignalen in prä-quartären Flachwasserkarbonaten.

Nach den Ergebnissen der Analyse stabiler Isotope in Foraminiferen-Schalen hat sich das Paläoklima der Region Bermuda in den letzten 6.000 ¹⁴C-Jahren nicht wesentlich verändert. Für die Zeit davor fallen Aussagen unter anderem deshalb schwer, weil die isotopische Aufzeichnung diskontinuierlich ist.

In Mächtigkeits-Zeitreihen von früh- bis mittelholozänen (8,0-6,5 kyr BP) Laminiten des Harrington Sound Basin gibt es periodische Schwankungen. Bei der Spektralanalyse zeigt sich eine verblüffende Übereinstimmung mit hochfrequenten solarmagnetischen Zyklen (11 Jahre, 22 Jahre, 45,5 Jahre). Dies ist der erste Nachweis der Sonnenflecken-Periodik im zentralen Atlantik. Es scheint, als habe das atmosphärische System aus Island-Tief und Bermuda-Azoren-Hoch im Holozän hochfrequent oszilliert. Ob das solare Signal über Wind, Niederschlag oder Einstrahlung (Temperatur) auf den Harrington Sound übertragen wurde, ist bislang nicht geklärt.

Aus der prä-holozänen Geschichte der Bermuda inshore waters läßt sich ableiten, daß die Denudationsraten von quartären Karbonaten deutlich höher sein können als in den letzten Jahrzehnten vermutet. Das Wechselspiel von Torf-Akkumulation und Torf-Oxidation in Reaktion auf Meeresspiegel-Schwankungen spielt dabei eine besonders wichtige Rolle.

Ein präholozäner Meeresspiegel-Peak bei -25 m ist in mehreren Sedimentkernen aus den tiefen Becken der inshore waters angedeutet. Er korreliert möglicherweise mit dem Isotopen-Stadium 3.3, d.h. mit einem Zwischenhochstand nach dem letzten Interglazial.

Die Bermuda Platform ist nicht nur ein Pegel für die quartären Meeresspiegel-Schwankungen (Land et al. 1967), sondern auch ein Recorder hochfrequenter klimatischer Fluktuationen inmitten des atlantischen Ozeans. Wie die Ergebnisse dieser Untersuchung belegen, hat der subtropischen Wirbel des nördlichen Atlantiks das Klima in der Region Bermuda über das gesamte Holozän zwar langfristig stabilisiert. Hochfrequente (10¹ Jahre) Oszillationen des Ozean-Atmosphäre-Systems aber haben sich zumindest im frühen und mittleren Holozän auf die Sedimentation in den Bermuda inshore waters ausgewirkt. Die Perioden diesen Oszillation belegen einen direkten Einfluß solarmagnetischer Vorgänge auf das Klima im Nordatlantik.

6. LITERATUR

- Abbott, R. T. (1974): American seashells. - 663 S.; New York (Van Nostrand Reinhold).
- Agassiz, A. (1894): Notes from the Bermudas. - Amer. J. Sci., Ser. 3, **47**: 411-416.
- Aharon, P. (1984): Implications of the coral reef record from New Guinea concerning the astronomical theory of ice ages. - *In*: A.L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (eds.): Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing; 379-389; Dordrecht (Reidel).
- Aharon, P. & Chappell, J. (1986): Oxygen isotopes, sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 10^5 years. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **56**: 337-379.
- Allison, P.A., Wignall, P.B. & Brett, C.E. (1995): Palaeo-oxygenation: effects and recognition. - *In*: D.W. Bosence & P.A. Allison (eds.): Marine palaeoenvironmental analysis from fossils; *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **83**: 97-112.
- Anderson, R. Y. (1993): The varve chronometer in Elk Lake: Record of climatic variability and evidence for solar-geomagnetic- ^{14}C -climate connection. - *In*: J.P. Bradbury & W.E. Dean (eds.): Elk Lake, Minnesota: Evidence for rapid climate change in the North-Central United States; *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **276**: 45-67.
- Andrée, M., Oeschger, H., Siegenthaler, U., Riesen, T., Moell, M., Ammann, B. & Tobolski, K. (1986): ^{14}C dating of plant macrofossils in lake sediment. - *Radiocarbon*, **28**: 411-416.
- Anonymous (1984): Bermuda environmental scenario. - 199 S.; U.S. Naval Weather Service Detachment, Ashville, North Carolina.
- Ashmore, S. & Leatherman, S.P. (1984): Holocene sedimentation in Port Royal Bay, Bermuda. - *Marine Geol.*, **56**: 289-298.
- Atkinson, M.J. & Smith, S.V. (1983): C:N:P ratios of benthic marine plants. - *Limnol. Oceanogr.*, **28**: 568-574.
- Aucour, A.-M. & Hillaire-Marcel, C. (1993): A 30,000 year record of ^{13}C and ^{18}O changes in organic matter from an equatorial peat bog. - *In*: P.K. Swart, K.C. Lohmann, J. McKenzie & S. Savin (eds.): Climate change in continental isotopic records; *Geophys. Monogr.*, **78**: 343-351 (American Geophysical Union).
- Balzer, W. & Wefer, G. (1981): Carbonate saturation state of Bermuda's shallow and deep waters. - *In*: G. Wefer, R. Dawson & G. Hempel (compil.): The Harrington Sound Project, Kiel University; *Bermuda Biol. Stat. Spec. Publ.*, **19**: 64-66.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. & Zindler, A. (1990): Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. - *Nature*, **345**: 405-410.
- Barker, R.W. (1960): Taxonomic notes on the species figured by H. B. Brady in his report on the Foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873-1876. - *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, **9**: XXXXX.
- Barnes, J.A. and Bodungen, B. von (1978, eds.): The Bermuda marine environment, Volume II; *Bermuda Biol. Stat. Spec. Publ.*, **17**: 1-190.
- Battarbee, R.W. (1988): The use of diatom analysis in archaeology: a review. - *J. archaeol. Sci.*, **15**: 621-644.
- Becker, B. (1993): An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. - *Radiocarbon*, **35**: 201-213.
- Beers, J.R. & Herman, S. S. (1969): The ecology of inshore plankton populations in Bermuda. Part I. Seasonal variation in the hydrography and nutrient chemistry. - *Bull. marine Sci.*, **19**: 253-278.
- Belanger, P.E., Curry, W.B. & Matthews, R.K. (1981): Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations. - *Palaeoceanogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **33**: 205-220.
- Bender, M.M. (1971): Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. - *Phytochemistry*, **10**: 1239-1244.
- Berger, A. (1988): Milankovitch theory and climate. - *Rev. Geophys.*, **26**: 624-657.
- Berger, W.H. & Vincent, E. (1986): Deep-sea carbonates: reading the carbon-isotope signal. - *Geol. Rdsch.*, **75**: 249-269.
- Birks, H.J.B. & Birks, H.H. (1980): Quaternary palaeoecology. - 289 S.; London (Edward Arnold).
- Bjerknes, J. (1964): Atlantic air-sea interaction. - *Advan. Geophys.*, **10**: 1-82.
- Blanchon, P. & Shaw, J. (1995): Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea-level rise and ice-sheet collapse. - *Geology*, **23**: 4-8.

- Bock, W.D. (1971): A handbook of the benthonic Foraminifera of Florida Bay and adjacent waters. - In: W.D. Bock, G.W. Lynts, S. Smith, R. Wright, W.W. Hay, & J.I. Jones (eds.): A symposium of Recent South Florida Foraminifera. - Mem. Miami Geol. Soc., **1**: 1-245.
- Bodungen, B. von (1978): The Organisms. - In: J.A. Barnes and B. von Bodungen (eds.): The Bermuda marine environment, Volume II; Bermuda Biol. Stat. Spec. Publ., **17**: 125-142.
- Bodungen, B. von, Jickells, T.D., Smith, S.R., Ward, J.A.D. & Hillier, G.B. (1982): The Bermuda marine environment, Volume III. The final report of the Bermuda Inshore Waters Investigations 1975-1980. - Bermuda Biol. Stat. Res. Spec. Publ.; **18**: 1-123.
- Bögli, A. (1980): Karst hydrology and physical speleology. - 284 S.; Berlin (Springer).
- Boltovskoy, E., Giussani, G., Watanabe, S. & Wright, R. (1980): Atlas of benthic shelf Foraminifera of the Southwest Atlantic. - 147 S.; The Hague (Dr. W. Junk).
- Borowitzka, M.A. (1989): Carbonate calcification in algae - initiation and control. - In: S. Mann, J. Webb & R.J.P. Williams (eds.): Biomineralization. Chemical and biochemical perspectives, 63-94; Weinheim (VCH Verlagsgesellschaft).
- Boss, K. J. (1966 a): The subfamily Tellininae in the Western Atlantic. The genus *Tellina* (Part I). - Johnsonia; **4**: 217-272.
- Boss, K. J. (1966 b): The subfamily Tellininae in the Western Atlantic. The genera *Tellina* (Part II) and *Tellidora*. - Johnsonia; **4**: 273-344.
- Boss, K. J. (1966 c): The subfamily Tellininae in the Western Atlantic. The genus *Strigilla*. - Johnsonia; **4**: 345-368.
- Bretz, J. H. (1960): Bermuda: a partially drowned, late mature Pleistocene karst. - Geol. Soc. Amer. Bull., **71**: 1729-1754.
- Bricker, O.P. & Prospero, J.M. (1969): Airborne dust on the Bermuda Islands and Barbados (Abstr.). - Eos, Amer. Geophys. Union Trans., **50**: 176.
- Britton, J.C. Jr. (1972): Two new species and a new subgenus of Lucinidae (Mollusca: Bivalvia), with notes on certain aspects of lucinid phylogeny. - Smithsonian Contrib. Zool., **129**: 1-18.
- Britton, N.L. (1918): Flora of Bermuda. - 585 S.; New York (Charles Scribner's Sons).
- Broecker, W.S. (1986): Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures. - Quaternary Res., **26**: 121-134.
- Broecker, W.S. & Donk, J. van (1970): Insolation changes, ice-volumes and the $\delta^{18}\text{O}$ -record in deep-sea cores. - Rev. Geophys. Space Phys., **8**: 169-198.
- Brown, F.S., Baedeker, M.J., Nissenbaum, A. & Kaplan, I.A. (1972): Early diagenesis in a reducing fjord, Saanch Inlet, British Columbia - III. Changes in organic constituents of sediment. - Geochim. Cosmochim. Acta, **36**: 1185-1203.
- Brown, I.F. (1978): Mixing processes. - In: J.A. Barnes and B. von Bodungen (eds.): The Bermuda marine environment, Volume II; Bermuda Biol. Stat. Spec. Publ., **17**: 125-142.
- Buzas, M.A., Smith, R.K. & Beem, K.A. (1977): Ecology and systematics of Foraminifera in two *Thalassia* habitats, Jamaica, West Indies. - 139 S.; Washington (Smithsonian Institution Press).
- Canuel, E. A. & Martens, C. S. (1993): Seasonal variations in the sources and alteration of organic matter associated with recently-deposited sediments. - Org. Geochem.; **20**: 563-577.
- Cavaliere, A.R., Barnes, R.D. & Cook, C.B. (1987): Field guide to the conspicuous flora and fauna of Bermuda. - Bermuda Biol. Stat. Res., Spec. Publ., **28**: 1-82.
- Chappell, J. & Shackleton, N.J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. - Nature, **324**: 137-140.
- Choquette, P.W. & James, N.P. (1988): Introduction. - In: N. P. James & P. W. Choquette (eds.): Paleokarst, 1-12; New York (Springer).
- Clark, J.A., Farrell, W.E., Peltier, W.R. (1978): Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation. - Quatern. Res., **9**: 265-287.
- CLIMAP Project Members (1976): The surface of the Ice-Age Earth. - Science, **191**: 1131-1137.
- CLIMAP Project Members (1981): Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum. - Geol. Soc. Amer. Map Chart Ser., MC-36.
- Cohen, A.D., Spackman, W. & Dolsen, P. (1984): Occurrence and distribution of sulfur in peat-forming environments of southern Florida. - Int. J. Coal Geol., **4**: 73-96.
- Coull, B.C. (1969): Hydrographic control of meiobenthos in Bermuda. - Limnol. Oceanogr., **14**: 953-957.

- Craig, H. (1957): Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**: 133-149.
- Craig, H. (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. - *In: Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Proc. Symp. Spoleto 1965, Consiglio Nazion. Rich. Pisa;
- Craig, H. & Gordon, L.I. (1965): Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. - *In: Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*, Proc. Symp. Spoleto 1965, Consiglio Nazion. Rich. Pisa; 9-130.
- Csanady, G.T. (1978): Water circulation and dispersal mechanisms. - *In: A. Lerman (ed.): Lakes: chemistry, geology, physics*; 21-64; New York (Springer).
- Curran, H.A. (1992): Trace fossils in Quaternary, Bahamian-style carbonate environments: the modern to fossil transition. - *In: C.G. Maples & R.R. West (eds.): Trace fossils; Short Courses in Paleontology*, **5**: 105-120.
- Dall, W.H. (1889): A preliminary catalogue of the shell-bearing marine mollusks and brachiopods of the southeastern coast of the United States, with illustrations of many of the species. - *Bull. U.S. Nat. Mus.*, **37**: 1-221.
- Dall, W.H. & Bartsch, P. (1911): New species of shells from Bermuda. - *Proc. U.S. nation. Mus.*, **40**: 277-288.
- Daly, A.R. (1915): The glacial control-theory of coral reefs. - *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, **51**: 155-251.
- Damon, P.E. & Jirikowic, J. L. (1992): The sun as a low-frequency harmonic oscillator. - *Radiocarbon*, **34**: 199-205.
- Darwin, C. (1842): The structure and distribution of coral reefs. - 273 S.; Elder & Co. (Smith).
- Dean, W.E. & Stuiver, M. (1993): Stable carbon and oxygen isotope studies of the sediments of Elk Lake, Minnesota. - *In: J.P. Bradbury & W.E. Dean (eds.): Elk Lake, Minnesota: Evidence for rapid climate change in the North-Central United States; Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **276**: 163-180.
- Deevey, E.S., Gross, M.S., Hutchinson, G.E. & Kraybill, H.L. (1954): The natural ¹⁴C content of materials from hardwater lakes. - *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **40**: 285-288.
- Degens, E.T. & Mopper, K. (1976): Factors controlling the distribution and early diagenesis of organic material in marine sediments. - *In: J.P. Riley & R. Chester (eds.): Chemical oceanography; 2nd ed.*, **6**: 60-114, London (Academic Press).
- Deines, P. (1980): The isotopic composition of reduced organic carbon. - *In: P. Fritz & J.C. Fontes (eds.): Handbook of environmental geochemistry*, **1**: 239-406; New York (Elsevier).
- Denton, G.H. & Hughes, T.J. (1983): Milankovitch theory of ice ages: hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate. - *Quaternary Res.*, **20**: 125-144.
- Dryer, S. & Logan, A. (1978): Holocene reefs and sediments of Castle Harbour, Bermuda. - *J. Marine Res.*, **36**: 399-425.
- Duarte, C.M. (1992): Nutrient concentration of aquatic plants: Patterns across species. - *Limnol. Oceanogr.*, **37**: 882-889.
- Dunbar, R.B. & Cole, J.E. (1993): Coral records of ocean-atmosphere variability. - Report from the Workshop on coral paleoclimate reconstruction, November 5-8, 1992, La Parguera, Puerto Rico, NOAA Climate and Global Change Program Spec. Rep., **10**: 1-38.
- Duplessy, J.-C. (1978): Isotope studies. - *In: J. Gribbin (ed.): Climatic change*; 46-67, Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- Eggelsmann, R. (1990): Moor und Wasser. - *In: K. Göttlich (ed.): Moor- und Torfkunde*, 3. Aufl., 288-320; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung)
- Eisenhauer, A., Wasserburg, G.J., Chen, J.H., Bonani, G., Collins, L.B., Zhu, Z.R. & Wyrwoll, K.H. (1993): Holocene sea-level determinations relative to the Australian continent: U/Th (TIMS) and ¹⁴C (AMS) dating of coral cores from the Arolhos Islands. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**: 529-547.
- Emerson, S. (1976) Early diagenesis in anaerobic lake sediments: chemical equilibria in interstitial waters. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 925-934
- Emery, K.O. & Uchupi, E. (1972): Western North Atlantic Ocean: Topography, rocks, structure, water, life, and sediments. - *Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, **17**: 1-532.
- Emiliani, C. (1955): Pleistocene temperatures. - *J. Geol.* **63**: 538-578.
- Emrich, K., Ehhalt, D.H., & Vogel, J.C. (1970): Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. - *Earth Planet. Sci. Lett.* **8**: 363-371.
- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. & Urey, H.C. (1951): Carbonate-water isotopic temperature scale. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **62**: 417-425.

- Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H. & Urey, H.C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. - Bull. Geol. Soc. Amer., **64**: 1315-1320.
- Erlenkeuser, H. (1981): Fossil carbonates in the Recent sediments of the Harrington Sound, Bermuda. - In: G. Wefer, R. Dawson & G. Hempel (comp.): The Harrington Sound Project, Kiel University; Bermuda Biol. Stat., Spec. Publ.; **19**: 15-22.
- 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. - In: G. Wefer, R. Dawson & G. Hempel (comp.): The Harrington Sound Project, Kiel University; Bermuda Biol. Stat., Spec. Publ.; **19**: 23-60.
- Eugster, H.P. & Kelts, K. (1983): Lacustrine chemical sediments. - In: A.S. Goudie & K. Pye (eds.): Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment, 321-368; London (Academic Press).
- Fairbanks, R.G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. - Nature, **342**: 637-642.
- Faure, G. (1986): Principles of isotope geology. - 589 S.; New York (John Wiley).
- Faust, S.J. & Hunter, J.V. (1971): Organic compounds in aquatic environments. - 638 S., New York (Marcel Dekker).
- Feyling-Hanssen, R.W. (1972): The foraminifer *Elphidium excavatum* (Terquem) and its variant forms. - Micropaleontology, **18**: 337-354.
- Finger, K.L. (1990): Atlas of California Neogene Foraminifera. - Cushman Found. Foram. Res., **28**: 1-271.
- Fourqurean, J.W., Zieman, J.C. & Powell, G.V.N. (1992): Phosphorus limitation of primary production in Florida Bay: Evidence for C:N:P ratios of the dominant seagrass *Thalassia testudinum*. - Limnol. Oceanogr., **37**: 162-171.
- Fowler, A.J., Gillespie, R. & Hedges, R.E.M. (1986): Radiocarbon dating of sediments. - Radiocarbon, **28**: 441-450.
- Frankel, L. (1975): Subsurface feeding in Foraminifera. - J. Paleontol., **49**: 563-565.
- Frazier, W.J. (1970): Description of reefs in Castle Harbour, Bermuda. - In: R.N. Ginsburg & S.M. Stanley (eds.): Reports of research, 1969 seminar on organism-sediment interrelationships; Bermuda Biol. Stat. Spec. Publ., **2**: 77-88.
- Fricke, H. & Meischner, D. (1985): Depth limits of Bermudan scleractinian corals: a submersible survey. - Marine Biol., **88**: 175-187.
- Friedman, G.M. (1964): Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. - J. sediment. Petrol., **34**: 777-813.
- Fry, B. (1984): ¹³C/¹²C ratios and the trophic importance of algae in Florida *Syringodium filiforme* seagrass meadows. - Marine Biol., **79**: 11-19.
- Fry, B. & Parker, P.L. (1979): Animal diets in Texas seagrass meadows: $\delta^{13}\text{C}$ evidence for the importance of benthic plants. - Estuar. coast. marine Sci., **8**: 499-509.
- Fry, B., Scalan, R.S. & Parker, P.L. (1977): Stable carbon isotope evidence for two sources of organic matter in coastal sediments: seagrasses and plankton. - Geochim. Cosmochim. Acta, **41**: 1875-1877.
- Funnell, B.M. (1989): Quaternary. - In: D.G. Jenkins & J.W. Murray (eds.): Stratigraphical atlas of fossil Foraminifera, 563-569; Chichester (Ellis Horwood).
- García, A. (1994): Charophyta: their use in paleolimnology. - J. Paleolimnol., **10**: 43-52.
- Gat, J.R. (1995): Stable isotopes of fresh and saline lakes. - In: A. Lerman, D. Imboden & J. Gat (eds.): Physics and chemistry of lakes; 2. Ausg., 139-165; Berlin (Springer).
- Gearing, P., Plucker, F.E. & Parker, P.L. (1977): Organic carbon stable isotope ratios of continental margin sediments. - Marine Chem., **5**: 251-266.
- Gees, R.A. & Medioli, F. (1970): A continuous seismic survey of the Bermuda Platform, Part I: Castle Harbour. - Maritime Sediments, **6**: 21-25.
- Geyh, M. A. (1983): Physikalische und chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung. - Clausthaler tekton. Hefte, **19**: 1-163
- Geyh, M. A. & Schleicher, H. (1990): Absolute age determination. Physical and chemical dating methods and their application. - 503 S.; Berlin (Springer).
- Gibson-Smith, J. & Gibson-Smith, W. (1982): *Lucina* s.s. (Mollusca: Bivalvia) in the Western Atlantic: a reappraisal. - The Veliger, **25**: 139-148.

- Glenn, C.R. & Kelts, K. (1991): Sedimentary rhythms in lake deposits. - *In*: G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.): Cycles and events in stratigraphy, 188-221; Berlin (Springer-Verlag).
- Godwin, H. (1951): Comments on radiocarbon dating for samples from the British Isles. - *Amer. J. Sci.*, **249**: 301-307.
- Goldman, C. R. & Horne, A. J. (1983): *Limnology*. - 464 S.; New York (Mc Graw-Hill).
- Goreau, T.F. & Wells, J.W. (1967): The shallow-water scleractinids of Jamaica: revised list of species and their vertical distribution range. - *Bull. marine Sci.*, **17**: 442-453.
- Gould, S.J. (1969): Ecology and functional significance of uncoiling in *Vermicularia spirata*: an essay on gastropod form. - *Bull. marine Sci.*, **19**: 432-445.
- Gross, J. & Schneider, M. (1990): Pleistozän und Holozän im Harrington Sound, Bermuda Islands, mit seismischer Kartierung 1 : 5000. - Unveröff. Dipl.-Arb., 125 S., Univ. Göttingen.
- Grosse-Brauckmann, G. (1990): Ablagerungen der Moore. - *In*: K. Göttlich (ed.): Moor- und Torfkunde; 3. Aufl.; 175-236; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- Haake, F.-W. (1975): Miliolinen (Foram.) in Oberflächensedimenten des Persischen Golfes. - "Meteor" Forsch.-Ergebnisse, Reihe C, **21**: 1-14.
- Haas, F. (1952): On the mollusk fauna of the landlocked waters of Bermuda. - *Fieldiana Zool.*, **34**: 101-105.
- Hageman, J. (1979): Benthic foraminiferal assemblages from Plio-Pleistocene open bay to lagoonal sediments of the western Peloponnesus (Greece). - *Utrecht micropalaeontol. Bull.*, **20**: 1-171.
- Håkansson, S. (1985): A review of various factors influencing the stable carbon isotope ratio of organic sediments by the change from glacial to post-glacial environmental conditions. - *Quaternary Sci. Rev.*, **4**: 135-146.
- Hansen, H.J. & Lykke-Andersen, A.-L. (1976): Wall structure and classification of fossil and recent elphidid and nonionid Foraminifera. - *Fossils and Strata*, **10**: 1-37.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, **235**: 1156-1166.
- Harmon, R.S., Mitterer, R.M., Kriaušakul, 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.
- Hartsock, J.K., Woodrow, D.L. & McKinney, D.B. (1995): Fracture systems in northeastern Bermuda. - *In*: Curran, H. A. & White, B. (eds.): Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda; *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **300**: 325-334.
- Hatcher, P.G., Simoneit, B.R.T., Mackenzie, F.T., Neumann, A.C., Thorstenson, D.C. & Gerchakov, S. M. (1982): Organic geochemistry and pore water chemistry of sediments from Mangrove Lake, Bermuda. - *Org. Geochem.*, **4**: 93-112.
- Haynes, J.R. (1981): *Foraminifera*. - 433 S.; London (Macmillan).
- Hearty, P. J. & Vacher, H. L. (1994): Quaternary stratigraphy of Bermuda: a high-resolution pre-Sangamonian rock record. - *Quaternary Sci. Rev.*, **13**: 685-697.
- Hedges, J.I. & Parker, P.L. (1976): Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 1019-1029.
- Heinrich, H. (1983): Die limnisch-marine Biofaziesentwicklung im Harrington Sound, Bermuda während des holozänen Meeresspiegelanstiegs. - *Reports Sonderforschungsbereich 95 Univ. Kiel*, **67**: 77 S.
- Hela, I. (1954): The surface current field in the western part of the North Atlantic. - *Bull. marine Sci. Gulf Caribbean*, **3**: 241-272.
- Hela, I., Moore, H.B. & Owre, H. (1953): Seasonal changes in the surface water masses and in their plankton in the Bermuda area. - *Bull. marine Sci. Gulf Caribbean*, **3**: 157-167.
- Hempel, G. & Wefer, G. (1981): Introduction. - *In*: G. Wefer, R. Dawson & G. Hempel (compil.): The Harrington Sound Project, Kiel University. - *Bermuda Biol. Stat. Spec. Publ.*, **19**: 1-94.
- Hempel, G. & Wefer, G. (1982): Harrington Sound -- Systemstudien an einer tropischen Lagune. - *Naturwiss. Rundsch.*, **35**: 198-203.
- Hemsley, W.B. (1884): Report on the botany of the Bermudas. - *Report of the Voyage of the Challenger*, **1**: 1-135.
- Herczeg, A.L. & Fairbanks, R.G. (1987): Anomalous carbon isotope fractionation between atmospheric CO₂ and dissolved inorganic carbon induced by intense photosynthesis. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 895-899.

- Herman, S.S. & Beers, J.R. (1969): The ecology of inshore plankton populations in Bermuda. Part II. Seasonal abundance and composition of the zooplankton. - *Bull. mar. Sci.*, **19**: 483-503.
- Herwitz, S.R. (1992): Quaternary vegetation change and dune formation on Bermuda: a discussion. - *Global Ecol. Biogeogr. Lett.*, **2**: 65-70.
- Hobbs III, H. H. (1985): Bermuda: a unique Western Atlantic karst. - *Pholeos*, **5**: 3-15.
- Hoefs, J. (1987): Stable isotope geochemistry. - 3. Aufl., 241 S.; Berlin (Springer).
- Hofker, J. (1983): Zoological exploration of the continental shelf of Surinam: the Foraminifera of the shelf of Surinam and the Guyanas. - *Zool. Verhandl.*, **201**: 1-75.
- Huc, A.Y. (1980): Origin and formation of organic matter in recent sediments and its relation to kerogen. - In: B. Durand (ed.): *Kerogen. Insoluble organic matter from sedimentary rocks*, 445-474; Paris (Éditions Technip).
- Huckriede, H. (1993): Mangan-Anreicherungen in anoxischen Meeresbecken: Beispiele aus der zentralen Ostsee und dem Unter-Karbon II Mittel- und Westeuropas. - 125 S., Dissertation; Göttingen (Cuvillier).
- Humann, Paul (1993): Reef coral identification. Florida Caribbean Bahamas including marine plants. - 243 S.; Jacksonville FL (New World Publications).
- Imboden, D.M. & Wüest, A. (1995): Mixing mechanisms in lakes. - In: A. Lerman, D. Imboden & J. Gat (eds.): *Physics and chemistry of lakes*; 2. Aufl., 83-138; Berlin (Springer)
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. - In: A. L. Berger, J. Imbrie, J. D. Hays, G. Kukla, B. Saltzman (eds.): *Milankovitch and climate. Part 1. Understanding the response to astronomical forcing*, NATO ASI Ser.: *Math. Phys. Sci.*, **C 126**: 269-305; Dordrecht (D. Reidel).
- James, N. P. & Schenk, P. E. (1983): Field guide to Pleistocene and Modern carbonates of Bermuda. - *Bermuda Biol. Station Spec. Publ.*, **25**: 1-72.
- Jones, B. & Hunter, I.G. (1994): Messinian (late Miocene) karst on Grand Cayman, British West Indies: an example of an erosional sequence boundary. - *J. Sediment. Res.*; **B64**: 531-541.
- Jorissen, F.J. (1988): Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; principles of phenotypic variation. - *Utrecht micropalaeontol. Bull.*, **37**: 1-174.
- Kabat, A. R. & Hershler, R. (1993): The prosobranch snail family Hydrobiidae (Gastropoda: Rissoidea): review of classification and supraspecific taxa. - *Smithsonian Contributions to Zoology*, **547**: 1-94.
- Karrow, P.F., Warner, B.G. & Fritz, P. (1984): Corry Bog, Pennsylvania: A case study of the radiocarbon dating of marl. - *Quatern. Res.*, **21**: 326-336.
- Keffer, T., Martinson, D.G. & Corliss, B.H. (1988): The position of the Gulf Stream during Quaternary glaciations. - *Science*, **241**: 440-442.
- Kelts, K. & Hsü, K. J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. - In: A. Lerman (ed.): *Lakes: chemistry, geology, physics*, 295-323; New York (Springer-Verlag).
- Kendall, C.G.St.C. & Lerche, I. (1988): The rise and fall of eustasy. - In: C. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. van Wagoner (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*, *Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ.*, **42**: 13-17.
- Keyser, D. (1976): Zur Kenntnis der brackigen mangrovebewachsenen Weichböden Südwest-Floridas unter besonderer Berücksichtigung ihrer Ostracodenfauna. - 142 S.; Dissertation, Universität Hamburg.
- Kidson, C. (1982): Sea level changes in the Holocene. - *Quaternary Sci. Rev.*, **1**: 121-151.
- 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. (1981): Benthic marine Cypridinoidea from Bermuda (Ostracoda). - *Smithsonian Contrib. Zool.*, **331**: 1-15.
- Kornicker, L.S., Wirsing, S., McManus, M. (1976): Biological studies of the Bermuda Ocean Acre; planktonic Ostracoda. - *Smithsonian Contrib. Zool.*, **223**: 34 S.
- Kromer, B. & Becker, B. (1993): German oak and pine ^{14}C calibration, 7200 BC to 9400 BC. - *Radiocarbon*, **35**: 125-135.
- Kromer, B., Becker, B., Spurk, M. & Trimborn, P. (1994): Radiocarbon time scale in the early Holocene and isotope time series based on tree-ring chronologies. - *Terra Nostra*, **94**: 31-33.
- Krumbein, W. E., Cohen, Y. & Shilo, M. (1977): Solar Lake (Sinai). 4. Stromatolitic cyanobacterial mats. - *Limnol. Oceanogr.*, **22**: 635-656.

- Krumbein, W.E. (1978): Algal mats and their lithification. - *In*: W.E. Krumbein (ed.): Environmental biogeochemistry and geomicrobiology, Volume 1: The aquatic environment, 209-225; Ann Arbor (Ann Arbor Science Publishers).
- Kuhn, G. (1984): Sedimentations-Geschichte der Bermuda North Lagoon im Holozän. - Dissertation, 271 S., Göttingen (Selbstverlag des Autors).
- Kutzbach, J.E. & Guetter, P.J. (1986): The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. - *J. atmosph. Sci.*, **43**: 1726-1759.
- Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., Behling, P.J. & Selin, R. (1993): Simulated climatic changes: results of the COHMAP climate-model experiments. - *In*: H.E. Wright Jr., J.E. Kutzbach, T. Webb III, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott & P.J. Bartlein (eds.): Global climates since the Last Glacial Maximum, 24-93; Minneapolis (University of Minnesota Press).
- Land, L.S. (1967): Diagenesis of skeletal carbonates. - *J. sediment. Petrol.*, **37**: 914-930.
- Land, L.S., Mackenzie, F.T. & Gould, S.J. (1967): Pleistocene history of Bermuda. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78**: 993-1006.
- Lee, J.J. & Anderson, O.R. (1991): Biology of Foraminifera. - 368 S., London (Academic Press).
- Lehman, S.J. & Keigwin, L.D. (1992): Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. - *Nature*, **356**: 757-762.
- Lehman, S.J. (1993): Flickers within cycles. - *Nature*, **361**: 404-405.
- Lemeille, E., Letolle, R., Meliere, F. & Olive, P. (1983): Isotope and other physico-chemical parameters of palaeolake carbonates. Tools for climatic reconstruction. - *In*: International Atomic Energy Agency (ed.): Palaeoclimates and palaeowaters: a collection of environmental isotope studies; Proceedings of an Advisory Group Meeting, Vienna, 135-150; Vienna.
- Lighty, R.G., Macintyre, I.G. & Stuckenrath, R. (1982): *Acropora palmata* reef framework: a reliable indicator of sea level in the Western Atlantic for the past 10,000 years. - *Coral Reefs*, **1**: 125-130.
- Lin, G., Banks, T. & Sternberg, L.O. (1991): Variation in $\delta^{13}\text{C}$ values for the seagrass *Thalassia testudinum* and its relations to mangrove carbon. - *Aquatic Botany*, **40**: 331-341.
- Lister, K.H. (1971): Micropaleontology of Spittal Pond; organism-sediment interrelationships. - *Bermuda Biol. Stat. Res. Spec. Publ.*, **9**: 60-68.
- Loeblich, A.R. & Tappan, H. (1988): Foraminiferal genera and their classification. - **1**: 970 S., **2**: 212 S.; New York (Van Nostrand Reinhold).
- Loeblich, A. R. Jr. & Tappan, H. (1994): Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. - *Cushman Found. foram. Res., Spec. Publ.*, **31**: 1-661.
- Logan, A. (1988): Holocene reefs of Bermuda. - *Sedimenta*, **11**: 1-62.
- Mackenzie, F.T. (1964): Bermuda Pleistocene eolianites and paleowinds. - *Sedimentology*, **3**: 52-64.
- Macky, W.A. (1957): The rainfall of Bermuda. - *Bermuda Meteorol. Office Tech. Note*, **8**: 1-58.
- Mannion, A. M. (1986): Diatoms: algal indicators of environmental change. I. Principles. - 85 S.; Reading (Dept. Geography Univ. Reading).
- Mathieu, R., Momeni, I., Poignant, A., Rosset-Moulinier, M., Rouvillois, A. & Ubaldo, M. (1971): Les représentants des Miliolacea (foraminifères) dans les sables des plages des environs de Dunkerque. Remarques sur les espèces signalées par O. Terquem. - *Revue Micropaléontol.*, **14**: 157-166.
- McCorkle, D.C., Keigwin, L.D., Corliss, B.H. & Emerson, S.R. (1990): The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. - *Paleoceanography*, **5**: 161-185.
- Mcmillan, C., Parker, P.L. & Fry, B. (1980): $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in seagrasses. - *Aquatic Bot.*, **9**: 237-249.
- Meischner, D. (1976): Sedimentary history of the Harrington Sound Basin. - *Bermuda Biol. Station, 50th Anniv. Symp.*: 1.
- Meischner, D., Lindner, D. & Vollbrecht, R. (1986): International Society for Reef studies, Annual Meeting, Marburg, Dec. 11-14, 1986 - visit to Georg-August-Universität etc.: 1-6, 15 pl.; Univ. Göttingen.
- Meischner, D., Torunski, H. & Kuhn, G. (1980): Shallow seismic reflection profiling across the Bermuda Carbonate Platform. - *Int. Ass. Sediment., 1st europ. reg. Meet., Bochum*: 16.
- Meischner, D., Torunski, H. & Kuhn, G. (1981): High-energy pneumatic vibration corer for subaqueous sediments. - *Senckenbergiana maritima*, **13**: 179-191.

- Meischner, D., Vollbrecht, R. & Wehmeyer, D. (1995): Pleistocene sea-level yo-yo recorded in stacked beaches, Bermuda South Shore. - *In*: Curran, H. A. & White, B. (eds.): Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda; Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, **300**: 295-310.
- Merk, J., Lüttig, G., Schneekloth, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente. - Geol. Jb, **89**: 607-623.
- Meyers, P.A. & Eadie, B.J. (1993): Sources, degradation and recycling of organic matter associated with sinking particles in Lake Michigan. - Org. Geochem., **20**: 47-56.
- Meyers, P.A., Leenheer, M.J., Eadie, B.J. & Maule, S.J. (1984): Organic geochemistry of suspended and settling particulate matter in Lake Michigan. - Geochim. Cosmochim. Acta, **48**: 443-452.
- Milankovitch, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. - 633 S.; Belgrad (Königlich Serbische Akademie).
- Milliman, J.D. (1974): Recent sedimentary carbonates. Part 1: Marine carbonates: 1-375; Springer, Berlin.
- Mook, W.G., Bommerson, J.C. & Staverman, W.H. (1974): Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. - Earth Planet. Sci. Lett., **22**: 169-176.
- Moore, H.B. (1969): Ecological guide to Bermuda inshore water. - Bermuda Biol. Stat. Res. Spec. Publ., **5**: 1-25.
- Moore, P. D., Webb, J. A. & Collinson, M. E. (1991): Pollen analysis. - 191 S.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- Morris, B., Barnes, J., Brown, F. & Markham, J. (1977): The Bermuda marine environment: a report of the Bermuda inshore waters investigations 1976-1977. - Bermuda Biol. Stat. Res. Spec. Publ., **15**: 1-120.
- Munk, W.H. (1950): On the wind-driven ocean circulation. - J. Meteorol., **7**: 79-93.
- Murray, J.W. (1991): Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. - 397 S.; Harlow (Longman Scientific & Technical).
- Myroie, J.E., Carew, J.L., Vacher, H.L. (1995): Karst development in the Bahamas and Bermuda. - *In*: Curran, H. A. & White, B. (eds.) Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda; Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, **300**: 251-267.
- Neumann, A.C. (1965): Processes of Recent carbonate sedimentation in Harrington Sound, Bermuda. - Bull. Marine Sci., **15**: 987-1035.
- Neumann, A.C. (1966): Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge *Cliona lampra*. - Limnol. Oceanogr., **2**: 92-108.
- Neumann, A.C. (1969): Quaternary sea-level data from Bermuda. - VIII Congrès INQUA, Paris, Résumés des Communications, 228-229.
- Neumann, A.C. (1971): Quaternary sea-level data from Bermuda. - Quaternaria, **14**: 41-43.
- Neumann, A.C. & Macintyre, I. (1985): Reef response to sea level rise; keep-up, catch-up or give-up. - Proc. Int. Coral Reef Symp., **5**: 105-110.
- Newton, J. G. (1984): Sinkholes resulting from ground-water withdrawals in carbonate terranes - an overview. - *In*: T. L. Holzer (ed.): Man-induced land subsidence; Geol. Soc. Amer. Rev. Engineer. Geol., **6**: 195-202.
- Obrochta, J.A. & Paisley, D.C. Jr. (1970): Observations on the ecology of the pelecypod *Anodontia schrammi* in Bermuda. - *In*: F.T. Mackenzie, O.P. Bricker & S.S. Herman (eds.): Reports of Research 1970, Seminar on organism-sediment interrelationships; Bermuda Biol. Station Res., Spec. Publ., **7**: 1-11.
- Odebrecht, C. (1981): Der Jahreszyklus des Planktons im Harrington Sound, Bermuda. - Dissertation, 135 S., Univ. Kiel.
- Officer, C.B., Ewing, M. & Wuenschel, P.C. (1952): Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean. Part IV: Bermuda, Bermuda Rise and Nares Basin. - Geol. Soc. Amer. Bull., **63**: 777-808.
- O'Leary, M.H. (1981) Carbon isotope fractionation in plants. - Phytochemistry, **20**: 553-567.
- Olsson, I. U. (1986 a): A study of errors in ¹⁴C dates of peat and sediment. - Radiocarbon; **28**: 429-435.
- Olsson, I.U. (1986 b): Radiometric dating. - *In*: B. E. Berglund (ed.): Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology; 273-312, New York (Wiley).
- Olsson, I. U. (1991): Accuracy and precision in sediment chronology. - Hydrobiologia, **214**: 25-34.
- Oschmann, W. (1991): Anaerobic-poikilaerobic-aerobic: a new facies zonation for modern and ancient neritic redox facies. - *In*: G. Einsele et al. (eds.): Cycles and events in stratigraphy, 565-571; Berlin (Springer).

- Osmond, C.B., Valaane, N. Haslam, S.M., Uotila, P. & Roksandic, Z. (1981): Comparisons of $\delta^{13}\text{C}$ values in leaves of aquatic macrophytes from different habitats in Britain and Finland: some implications for photosynthetic processes in aquatic plants. - *Oecologia*, **50**: 117-124.
- O'Sullivan, P.E. (1983): Annually-laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes - a review. - *Quaternary Sci. Rev.*, **1**: 245-313.
- Palmer, A.N., Palmer, M.V. & Queen, J.M. (1977): Geology and origin of the caves of Bermuda. - *Proc. 7th Int. Speleol. Congr.*, 336-339.
- Park, R. & Epstein, S. (1960): Carbon isotope fractionation during photosynthesis. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **21**: 110-126.
- Pätzold, J. & Wefer, G. (1992): Bermuda coral reef record of the last 1000 years. - *4th Int. Conf. Paleoceanogr.*, Kiel; 224-225.
- Peckenham, J. M. (1981): On the nature and origin of some Paleogene melilititic pillowed lavas, breccias, and intrusives from Bermuda. - 307 S.; Dalhousie Univ. (M.S. thesis).
- Peltier, W.R. (1980): Slow changes in the Earth's shape and gravitational field; signatures of glacial isostasy. - *Int. Symp. Problems Related to the Redefinition of North American Vertical Geodetic Networks*, **2**: 133-150.
- Peltier, W.R. (1988): Lithospheric thickness, Antarctic deglaciation history, and ocean basin discretization effects in a global model of postglacial sea level change: a summary of some sources of non uniqueness. - *Quatern. Res.*, **29**: 93-112.
- Peltier, W.R. (1994): Ice age paleotopography. - *Science*, **265**: 195-201.
- Peng, T.-H., Broecker, W.S. & Berger, W.H. (1979): Rates of benthic mixing in deep-sea sediment as determined by radiocarbon tracers. - *Quaternary Res.*, **11**: 141-149.
- Petit, J.R., Mounier, L., Jouzel, J., Korotkevitch, Y.S., Kotlyakov, V.I. & Lorius, C. (1990): 160,000 year long dust record in the Vostok Antarctica ice core. - *Nature*, **343**: 56-58.
- Pfeffer, K.-H. (1976): Probleme der Genese von Oberflächenformen auf Kalkgestein. - *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **26**: 6-34.
- Phleger, F.B. & Ewing, G.C. (1962): Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **73**: 145-182.
- Pierce, R.W. & Hart, G.F. (1979): Phytoplakton of the Gulf of Mexico. Taxonomy of calcareous nanoplankton. - *Geoscience and Man*, **20**: 1-62.
- Pirazzoli, P.A. (1991 a): A survey of relative sea-level changes observed during the Holocene. - *In*: R. Sabadini, K. Lambeck & E. Boschi (eds.): *Glacial isostasy, sea-level and mantle rheology*; NATO Advan. Sci. Inst., Ser. C: Math. Phys. Sci., **334**: 259-269; Dordrecht (Kluwer Academic).
- Pirazzoli, P.A. (1991 b): *World atlas of Holocene sea-level changes*. - 300 S.; Amsterdam (Elsevier).
- Pirsson, L.V. (1914), *Geology of Bermuda Island; the igneous platform*. - *Amer. J. Sci., Ser. 4*, **38**: 189-206.
- 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.
- Poag, C.W. (1981): *Ecologic atlas of benthic Foraminifera of the Gulf of Mexico*. - 174 S.; Woods Hole (Marine Science International).
- Poag, C.W. & Tresslar, R.C. (1981): Living foraminifers of West Flower Garden Bank, northernmost coral reef in the Gulf of Mexico. - *Micropaleontology*, **27**: 31-70.
- Pond, S. & Pickard, G.L. (1983): *Introductory dynamical oceanography*.- 1-329; Oxford (Pergamon Press).
- Por, F. D. (1981): Anchialine pools - comparative hydrology. - *In*: G.M. Friedman & W.E. Krumbein, W. E. (eds.): *Hypersaline Ecosystems*. The Gavish Sabkha, 136-144; Berlin (Springer-Verlag).
- Radtke, U. (1989): Marine Terrassen und Korallenriffe - das Problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados. - *Düsseldorfer geogr. Schrift.*, **27**: 1-246.
- Rasmussen, K. A. & Neumann, A. C. (1988): Holocene overprints of Pleistocene paleokarst: Bight of Abaco, Bahamas. - *In*: N. P. James & P. W. Choquette (eds.): *Paleokarst*, 132-148; New York (Springer).
- Rasmussen, K.A., Haddad, R.I. & Neumann, A.C. (1990): Stable-isotope record of organic carbon from an evolving carbonate banktop, Bight of Abaco, Bahamas. - *Geology*, **18**: 790-794.
- Raven, J.A. (1970): Exogenous inorganic carbon sources in plant photosynthesis. - *Biol. Rev.*, **45**: 167-221.

- Raven, J.A. (1991): Implications of inorganic carbon utilization: ecology, evolution, and geochemistry. - *Can. J. Bot.*, **69**: 908-924.
- Raven, J.A., Smith, F.A. & Walker, N.A. (1986): Biomineralization in the Charophyceae sensu lato. - In: B.S.C. Leadbeater & R. Riding (eds.): *Biomineralization in lower plants and animals*, 125-139; Oxford (Clarendon Press).
- Redfield, A.C. (1967): Postglacial change in sea level in the Western North Atlantic Ocean. - *Science*, **157**: 687-692.
- Rehder, H.A. (1981): *The Audubon Society Field Guide to North American Seashells*. - 894 S.; New York (Alfred A. Knopf).
- Rein, J.J. (1870): Beiträge zur physikalischen Geographie der Bermuda-Inseln. - *Ber. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, **1869-1870**: 140-158.
- Reynolds, P.R. & Aumento, F.A. (1973): Deep Drill - 1972: Geochronology of the Bermuda drill core. - *Eos, Amer. Geophys. Union Transact.*, **54**: 485.
- Reynolds, P.R. & Aumento, F.A. (1974): Deep Drill 1972. Potassium-argon dating of the Bermuda drill core. - *Canad. J. Earth Sci.*, **11**: 1269-1273.
- Richter, D.K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Calcite. - *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **15**: 1-310.
- Roberts, H.H., Wiseman, W. J. Jr. & Suchanek, T.H. (1981): Lagoon sediment transport: the significant effect of *Callianassa* bioturbation. - *Proc. 4th Int. Coral Reef Symp.*, Manila, **1**: 459-465.
- Rose, P.R. & Lidz, B. (1977): Diagnostic foraminiferal assemblages of shallow-water modern environments: South Florida and the Bahamas. - *Sedimenta*, **6**: 1-55.
- Rosset-Moulinier, M. (1971): Étude systématique et écologique des Elphidiidae et des Nonionidae (foraminifères) du littoral Breton. 1. Les Elphidium du groupe crispum (Linné). - *Revue Micropaléontol.*, **14**: 76-81.
- Rowe, M.P. (1990): An explanation of the Geology of Bermuda, written with reference to the Geological Map of Bermuda (1989) by H.L. Vacher, M.P. Rowe and P. Garrett. - 28 S.; Bermuda Government, Ministry of Works and Engineering.
- Ruddiman, W.F. & McIntyre, A. (1981): The North Atlantic during the last deglaciation. - *Palaeoceanogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **35**: 145-214.
- Saarnisto, M. (1986): Annually laminated lake sediments. - In: B. E. Berglund (ed.): *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*, 343-370; Chichester (John Wiley).
- Sarnthein, M. (1971): Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman. II. Quantitative Komponenten Analyse der Grobfraction. - "Meteor" Forsch. Ergebn., Reihe C., **5**: 1-113.
- Salisbury, M.H. & Scott, J.H. et al. (1988): Old oceanic crust: synthesis of logging, laboratory, and seismic data from Leg 102. - *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, **102**: 155-180.
- Saller, A.H., Budd, D.A. & Harris, P.N. (1994): Unconformities and porosity development in carbonate strata: ideas from a Hedberg Conference. - *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **78**: 857-872.
- Sarg, J. F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. - In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Wagoner, J.C. van (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*, Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ., **42**: 155-181.
- Sayles, R. W. (1931): Bermuda during the ice age. - *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, **66**: 381-468.
- Schenk, P.E. (1973): Deep Drill 1972: Pleistocene stratigraphy. - *Eos, Amer. Geophys. Union Transact.*, **54**: 486.
- Schidlowski, M., Matzigkeit, U. & Krumbein, W.E. (1984): Superheavy organic carbon from hypersaline microbial mats. Assimilatory pathway and geochemical implications. - *Naturwissenschaften*, **71**: 303-308.
- Schidlowski, M., Matzigkeit, U., Mook, W.G. & Krumbein, W.E. (1985): Carbon isotope geochemistry and ¹⁴C ages of microbial mats from the Gavish Sabkha and the Solar Lake. - In: G.M. Friedman & W.E. Krumbein (eds.): *Hypersaline ecosystems. The Gavish Sabkha*, 381-401; Berlin (Springer-Verlag).
- Schneider, J. (1976): Biological and inorganic factors in the destruction of limestone coasts. - *Contr. Sedimentol.*, **6**: 1-112.
- Scholle, P. A. (1978): A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements, and porosities. - *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Mem.*, **27**: 1-241.
- Schove, D.J. (1967): Sunspot cycles. - In: R.W. Fairbridge (ed.): *The Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology*, *Encycl. Earth Sci. Ser.*, **2**: 963-968; New York (Reinhold Publ.).

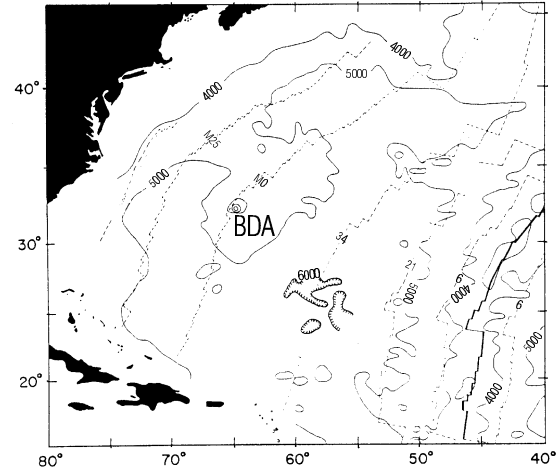
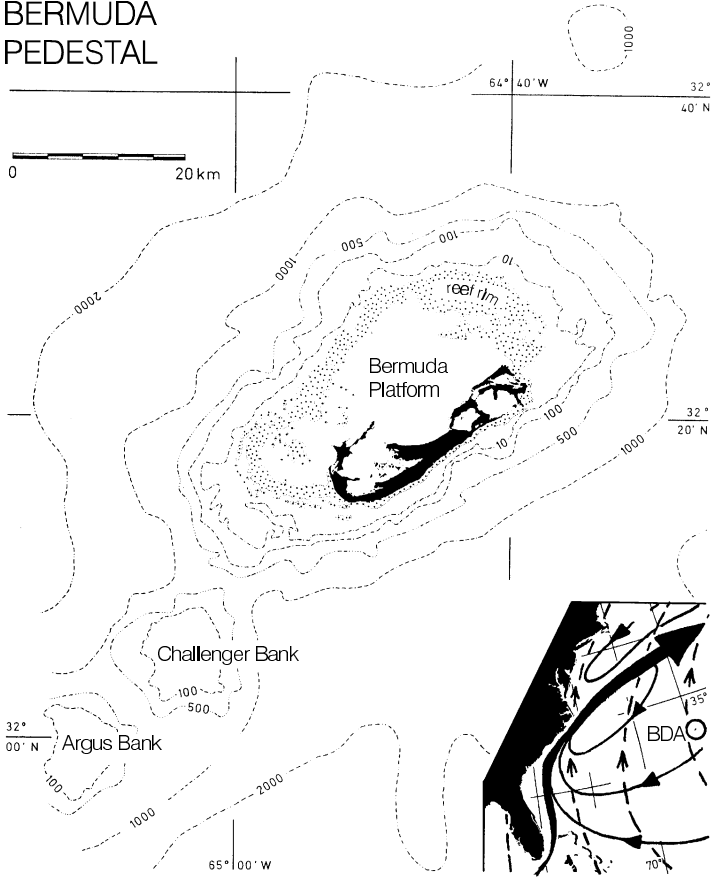
- Schrader, H.-J. & Gersonde, R. (1978): Diatoms and silicoflagellates. - *In*: W.J. Zachariasse, W.R. Riedel, A. Sanfilippo, R.R. Schmidt, M.J. Brolsma, H.J. Schrader, R. Gersonde, M.M. Drooger & J.A. Broekman (eds.): Micropaleontological counting methods and techniques - an exercise on an eight metres section of the Lower Pliocene of Capo Rossello, Sicily; Utrecht Micropal. Bull., **17**: 129-176.
- Schweimanns, M. (1988): Die Molluskenbiozönose im Harrington Sound, Bermuda. Beiträge zur Ökologie subtropischer Lagunen. - Dissertation, 164. S; Univ. Kiel.
- Sclater, J.G. & Detrick, R. (1973): Elevation of midocean ridges and the basement age of JOIDES Deep Sea Drilling sites. - Geol. Soc. Amer. Bull., **84**: 1547-1554.
- Sclater, J.G., Parsons, B. & Jaupart, C. (1981): Oceans and continents; similarities and differences in the mechanisms of heat loss. - J. Geophys. Res., **86**: 11535-11552.
- Scott, D.B., Piper, D.J.W. & Panagos, A.G. (1979): Recent salt marsh and intertidal mudflat Foraminifera from the western coast of Greece. - Riv. Ital. Paleont., **85**: 243-266.
- Seibold, E. & Berger, E.H. (1982): The sea floor. An introduction to marine geology. - 288 S.; Berlin (Springer).
- Shinn, E. A., Lidz, B. H., Halley, R. B., Hudson, J. H. & Kindinger, J. L. (1989): Reefs of Florida and the Dry Tortugas. Miami to Key West, Florida, July 2-7, 1989. - 28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook, **T 176**: 1-53.
- Siesser, W.G. & Haq, B.U. (1987): Calcareous nannoplankton. - *In*: J.H. Lipps (ed.): Fossil prokaryotes and protists. Notes for a short course, Univ. Tennessee Dept. Geol. Sci., Stud. Geol., **18**: 1-19 (Univ. Tennessee).
- Simola, H. (1977): Diatom succession in the formation of annually laminated sediment in Lovöjärvi, a small eutrophicated lake. - Ann. Bot. Fenn., **14**: 143-148.
- Slowey, N.C. & Curry, W.B. (1995): Glacial-interglacial differences in circulation and carbon cycling within the upper western North Atlantic. - Paleoceanography, **10**: 715-732.
- Smart, P.L. & Whitaker, F.F. (1991): Karst processes, hydrology and porosity evolution. - *In*: V.P. Wright, M. Esteban & P.L. Smart (eds.): Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs; Univ. Reading, Postgraduate Res. Inst. Sedimentol., Occas. Publ. Ser., **2**: 1-55.
- Smith, B.N. & Epstein, S. (1971): Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios for higher plants. - Plant Physiol., **47**: 380-384.
- Smith, F.G.W. (1971): Atlantic reef corals. A handbook of the common reef and shallow-water corals of Bermuda, the Bahamas, Florida, the West Indies, and Brazil. - 164 S.; Coral Gables (University of Miami Press).
- Snyder, S.W., Evans, M.W., Hine, A.C. & Compton, J.S. (1989): Seismic expression of solution collapse features from the Florida Platform. - 3rd Multidisciplinary Conference on Sinkholes, St. Petersburg Beach, Florida, 2-4 October 1989: 281-298.
- Soulié-Marsche, I. (1989): Etude comparée de gyrogonites de charophytes actuelles et fossiles et phylogénie des genres actuels. - 147 S.; Thèse d'État, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Spiker, E.C. & Hatcher, P.G. (1984): Carbon isotope fractionation of sapropelic organic matter during early diagenesis. - Org. Geochem., **5**: 283-290.
- Steinker, D.C. (1980): Nearshore Foraminifera from Bermuda. - Compass Sigma Gamma Epsilon, **57**: 129-148.
- Steinker, D.C. & Butcher, W.A. (1981): Foraminifera from Mangrove shores, Bermuda. - Micron, **12**: 223-224.
- Sterrerr, W. (1986, ed.): Marine fauna and flora of Bermuda. - 742 S.; New York (John Wiley & Sons).
- Stommel, H. (1948): The westward intensification of wind-driven currents. - Transact., Amer. Geophys. Union, **29**: 202-206.
- Stuiver, M. (1970): Oxygen and carbon isotope ratios of freshwater carbonates as climatic indicators. - J. geophys. Res., **75**: 5247-5257.
- Stuiver, M. & Braziunas, T.F. (1993): Modelling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples to 10,000 BC. - Radiocarbon, **35**: 137-189.
- Suchanek, T.H. (1983): Control of seagrass communities and sediment distribution by *Callianassa* (Crustacea, Thalassinidea) bioturbation. - J. mar. Res., **41**: 281-298.
- Suess, E. (1900): La face de la Terre. - Paris (Colin). - [zit. in Pirazzoli 1991]
- Swinnerton, A.C. (1929 a): Changes in base-level indicated by caves in Kentucky and Bermuda. - Geol. Soc. Amer. Bull., **40**: 194.
- Swinnerton, A.C. (1929 b): The caves of Bermuda. - Geol. Mag., **66**: 79-84.

- Talbot, M.R. & Johannessen, T. (1992): A high-resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **110**: 23-37.
- Tappan, H. (1980): *The paleobiology of plant protists*. - 977 S.; San Francisco (W.H. Freeman & Co.).
- Tarutani, T., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. (1969): The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**: 987-996.
- Taylor, K.C., Lamorey, G.W., Doyle, G.A., Alley, R.B., Grootes, P.M., Mayewski, P.A., White, J.W.C. & Barlow, L.K. (1993): The 'flickering switch' of late Pleistocene climate change. - *Nature*, **361**: 432-435.
- Thomas, M.L.H., Eakins, K.E. & Logan, A. (1991): Physical characteristics of the anchialine ponds of Bermuda. - *Bull. Marine Sci.*, **48**: 125-136.
- Thomas, M.L.H., Logan, A., Eakins, K.E. & Mathers, S.M. (1992): Biotic characteristics of the anchialine ponds of Bermuda. - *Bull. Marine Sci.*, **50**: 133-157.
- Thomas, M.L.H. & Wassmann, P. (1992): Characteristics of Spittal Pond, a unique, polluted, marine pond in Bermuda. - *Caribbean J. Sci.*, **28**: 81-88.
- Thomas, M.L.H., Logan, A.; with contributions by Cook, S.B. & Cook, C.B. (1992): A guide to the ecology of shoreline and shallow-water marine communities of Bermuda. - *Bermuda Biol. Station Spec. Publ.*, **30**: 1-345.
- Todd, R. & Bronnimann, P. (1957): Recent Foraminifera and Thecamoebina from the eastern Gulf of Paria. - *Cushman Found. foram. Res., Spec. Publ.*, **3**: 1-43.
- Troughton, J.H. (1972): Carbon isotope fractionation by plants. - *Proc. 8th Int. Radiocarbon Conf., Royal Soc. New Zealand*; 420-438.
- Trudgill, S. T. (1976): The marine erosion of limestones on Aldabra Atoll, Indian Ocean. - *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **26**: 164-200.
- Trudgill, S. T. (1976): The subaerial and subsoil erosion of limestones on Aldabra Atoll, Indian Ocean. - *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, **26**: 201-210.
- Trudgill, S. (1985): *Limestone geomorphology*. - 1-196; London (Longman).
- Tudhope, A.W. & Scoffin, T.P. (1984): The effects of *Callianassa* bioturbation on the preservation of carbonate grains in Davies Reef Lagoon, Great Barrier Reef, Australia. - *J. sediment. Petrol.*, **54**: 1091-1096.
- Turner, J.V. & Fritz, P. (1983): Enriched ¹³C composition of interstitial waters in sediments of a freshwater lake. - *Canad. J. Earth Sci.*, **20**: 616-621.
- Turner, J.V., Fritz, P.; Karrow, P. F. & Warner, B. G. (1983): Isotopic and geochemical composition of marl lake waters and implications for radiocarbon dating of marl lake sediments. - *Canad. J. Earth Sci.*, **20**: 599-615.
- Vacher, H. L. (1973): Coastal dunes of Younger Bermuda. - *In*: Coates, D. R. (ed.): *Coastal geomorphology*, Publ. Geomorph., State Univ. New York, 355-391 (Binghamton).
- Vacher, H. L. (1978): Hydrogeology of Bermuda - Significance of an across-the-island variation in permeability. - *J. Hydrol.*, **39**: 207-226.
- Vacher, H. L. & Harmon, R. S. (1987): *Penrose Conference field guide to Bermuda geology*, Penrose Conference, Bermuda Biological Station, April, 1987. 1-48.
- Vacher, H.L. & Hearty, P. (1989): History of stage 5 sea level in Bermuda: review with new evidence of a brief rise to present sea level during substage 5a. - *Quaternary Sci. Rev.*, **8**: 159-168.
- Vacher, H. L. & Mylroie, J. E. (1991): Geomorphic evolution of topographic lows in Bermudian and Bahamian Islands: Effect of climate. - *In*: Bain, R. J. (ed.) *Proc. 5th Symp. Geology Bahamas*; San Salvador, Bahamian Field Station, 221-234.
- Vacher, H. L., Hearty, P. J. & Rowe, M. P. (1995): Stratigraphy of Bermuda: Nomenclature, concepts, and status of multiple systems of classification. - *In*: Curran, H. A. & White, B. (eds.): *Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda*; Geol. Soc. Amer., Spec. Paper, **300**: 271-294.
- Vacher, H.L., Rowe, M.P. & Garrett, P. (1989): *The geological map of Bermuda*. - Scale 1:25000, The Ministry of Works and Engineering, The Bermuda Government, Hamilton.
- Vail, P. R., Mitchum Jr., R. M. & Thompson III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. - *In*: C.E. Payton (ed.): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*, Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geologists, **26**: 63-81.
- Vanatta, E.G. (1910): Bermuda shells. - *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, **62**: 664-672.

- Verrill, A.E. (1901): Comparisons of the Bermudian, West Indian and Brazilian coral faunæ. - Connecticut Acad. Arts Sci. Trans., **11**: 169-206.
- Verrill, A.E. (1901/1902): The Bermuda Islands: their scenery, climate, productions, physiography, natural history, and geology, with sketches of their early history and the changes due to men. - Transact. Connecticut Acad. Arts. Sci., **11**, Part I.
- Verrill, A.E. & Bush, K.J. (1899-1900): Additions to the marine Mollusca of the Bermudas. - Transact. Connecticut Acad. Arts Sci., **10**: 513-544.
- Vogt, P. R., 1991, Bermuda and Appalachian-Labrador rises: common non-hotspot processes?: *Geology*, **19**: 41-44.
- Vokes, H. E. & Vokes, E. H. (1983): Distribution of shallow-water marine Mollusca, Yucatan Peninsula, Mexico. - 183 S.; New Orleans (Mesoamerican Ecology Institute, Middle American Research Institute, Tulane University).
- Vollbrecht, R. (1990): Marine and meteoric diagenesis of submarine Pleistocene carbonates from the Bermuda Carbonate Platform. - *Carbonates and Evaporites*, **5**: 13-95.
- Vollbrecht, R. (1995): Central North Atlantic sea-level and climate during the past 12,000 years reflected in inshore water sediments, Bermuda. - *In*: Chivas, A. R. (ed.): UNESCO-IUGS Earth Processes in Global Change, Climates of the Past CLIP, Scientific Results 1995; CIFEG Centre internat. Format. Echang. geol., Publ. occas., **1995/32**: 85.
- Vollbrecht, R. & Meischner, D. (1993): Sedimentation in Bermuda inshore waters during the Holocene transgression: global climatic vs. local controls. - UNESCO-IUGS Field Meeting, Climates of the Past (CLIP), Barbados, November 24-30, 1993.
- Vollbrecht, R. & Meischner, D. (1996): Diagenesis in coastal carbonates related to Pleistocene sea level, Bermuda Platform. - *J. Sediment. Res.*, **66**: 243-258.
- Vollbrecht, R., Meischner, D., Neumann, A.C. & Erlenkeuser, H. (in prep.): Latest Quaternary glacioeustatic sea levels in conflict, Bermuda versus Barbados. - *Nature*.
- Wagoner, J.C. van, Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. - *In*: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Wagoner, J.C. van (eds.): Sea-level changes: an integrated approach, Soc. econ. Paleontologists Mineralogists spec. Publ., **42**: 39-45.
- Walcott, R.I. (1972): Past sea levels, eustasy and deformation of the Earth. - *Quatern. Res.*, **2**: 1-14.
- Waller, T. R. (1973): The habits and habitats of some Bermudian marine mollusks. - *Nautilus*, **87**: 31-52.
- Watts, W.A. (1971): Postglacial and interglacial vegetation history of southern Georgia and central Florida. - *Ecology*, **52**: 676-690.
- Watts, W.A. & Hansen, B.C.S. (1986): Holocene climate and vegetation of Bermuda. - *Pollen et Spores*, **28**: 355-364.
- Wefer, G., Balzer, W., Bodungen, B. von & Suess, E. (1987): Biogenic carbonates in temperate and subtropical environments: production and accumulation, saturation state and stable isotope composition. - *In*: J. Rumohr, E. Walger & B. Zeitschel (eds.): Seawater-sediment interactions in coastal waters, an interdisciplinary approach; Lect. Notes coastal estuar. Stud., **13**: 263-302.
- Wefer, G., Killingley, J.S. & Lutze, G.F. (1981): Stable isotopes in Recent larger Foraminifera. - *Palaeoceanogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **33**: 253-270.
- Wells, J.W. (1973): New and old scleractinian corals from Jamaica. - *Bull. marine Sci.*, **23**: 16-58.
- Whitbroe, G.L. & Kalkofen, W. (1994): Solar variability and its terrestrial effects. - *In*: J.M. Pap, C. Fröhlich, H.S. Hudson & S.K. Solanki (eds.): The Sun as a variable star. Solar and stellar irradiance variations; Proc. IAU Colloquium, **143**: 11-19.
- Winfrey, M.R. & Zeikus, J.G. (1977): Effect of sulfate on carbon and electron flow during microbial methanogenesis in freshwater sediments. - *Applied environm. Microbiol.*, **33**: 275-281.
- Woolard, G.P. & Ewing, M. (1939): Structural geology of the Bermuda Islands. - *Nature*, **143**: 898.
- Wright, V.P. (1991): Palaeokarst: types, recognition, controls and association. - *In*: V.P. Wright, M. Esteban & P.L. Smart (eds.): Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs; Univ. Reading, Postgraduate Res. Inst. Sedimentol., Occas. Publ. Ser., **2**: 1-55.
- Zieman, J.C., Maclo, S.A. & Mills, A.L. (1984): Role of seagrasses and mangroves in estuarine food webs: temporal and spatial changes in stable isotope composition and amino acid content during decomposition. - *Bull. Mar. Sci.*, **35**: 380-392.
- Zirin, H. (1988): *Astrophysics of the sun*. - 433. S.; Cambridge (Cambridge University Press).

Abb. 1 **Links oben:** Bathymetrische Karte des Bermuda Pedestal; kleines Bild: heutige Oberflächenströmungen (durchgezogene Linien) und vorherrschendes Windsystem (gestrichelte Linien) im Nordsommer.
Rechts oben: Physiographische und tektonische Situation des Bermuda Seamount. Gestrichelte Linien = magnetische Anomalien, durchgezogene Linien = Isobathen in Metern.
Unten: Übersichtskarte der Bermuda Plattform mit inshore waters.

**BERMUDA
PEDESTAL**



WESTERN N-ATLANTIC:
bathymetry, magnetic anomalies
(after Sclater & Wixon 1986)

**BERMUDA PLATFORM
and major inshore waters**

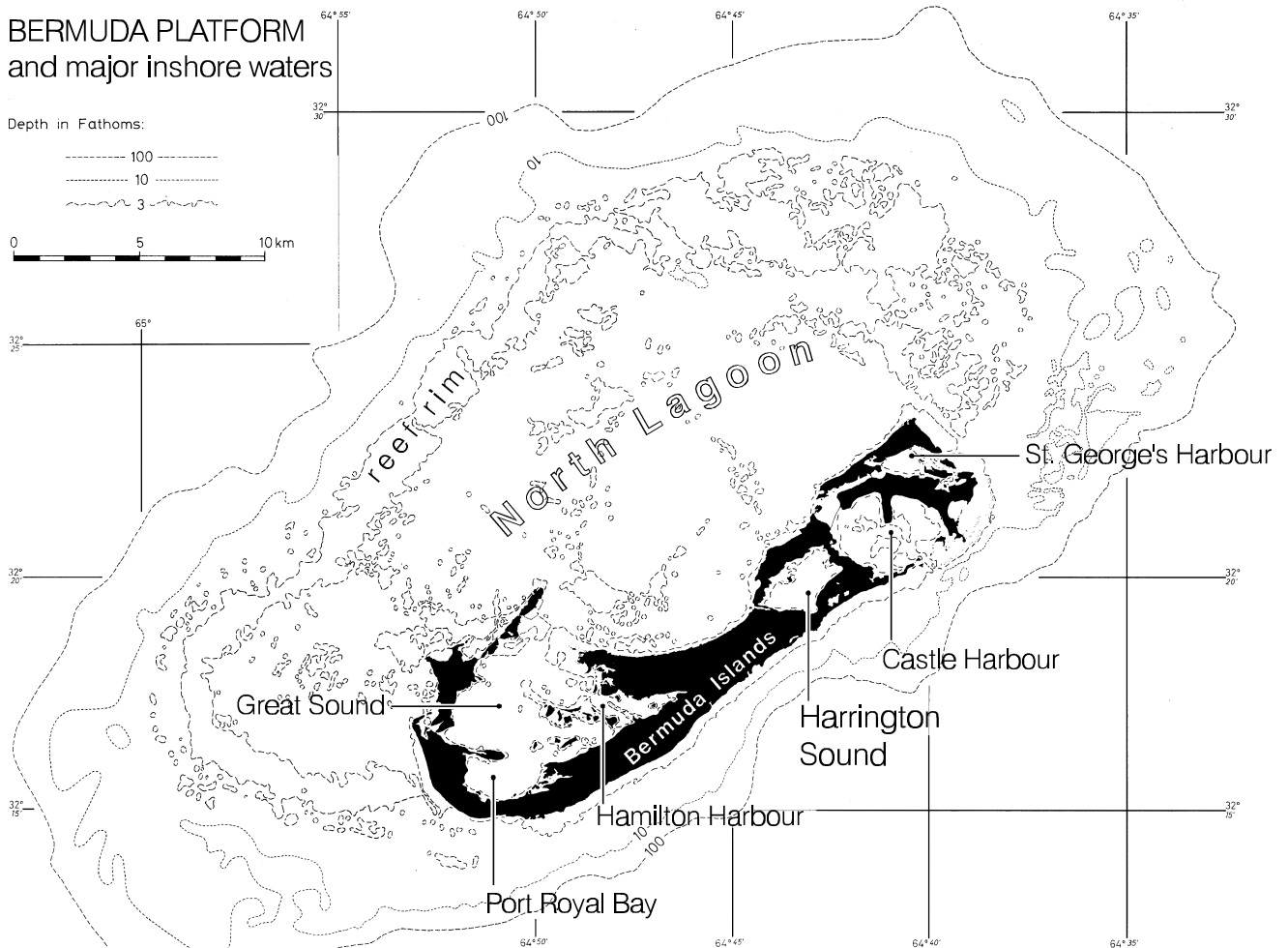


Abb. 2 Hydrographie des Harrington Sound: Jahresgang der Temperatur 1978 - 1979
(Odebrecht 1981)

Hydrography of Harrington Sound

Temperature (°C)

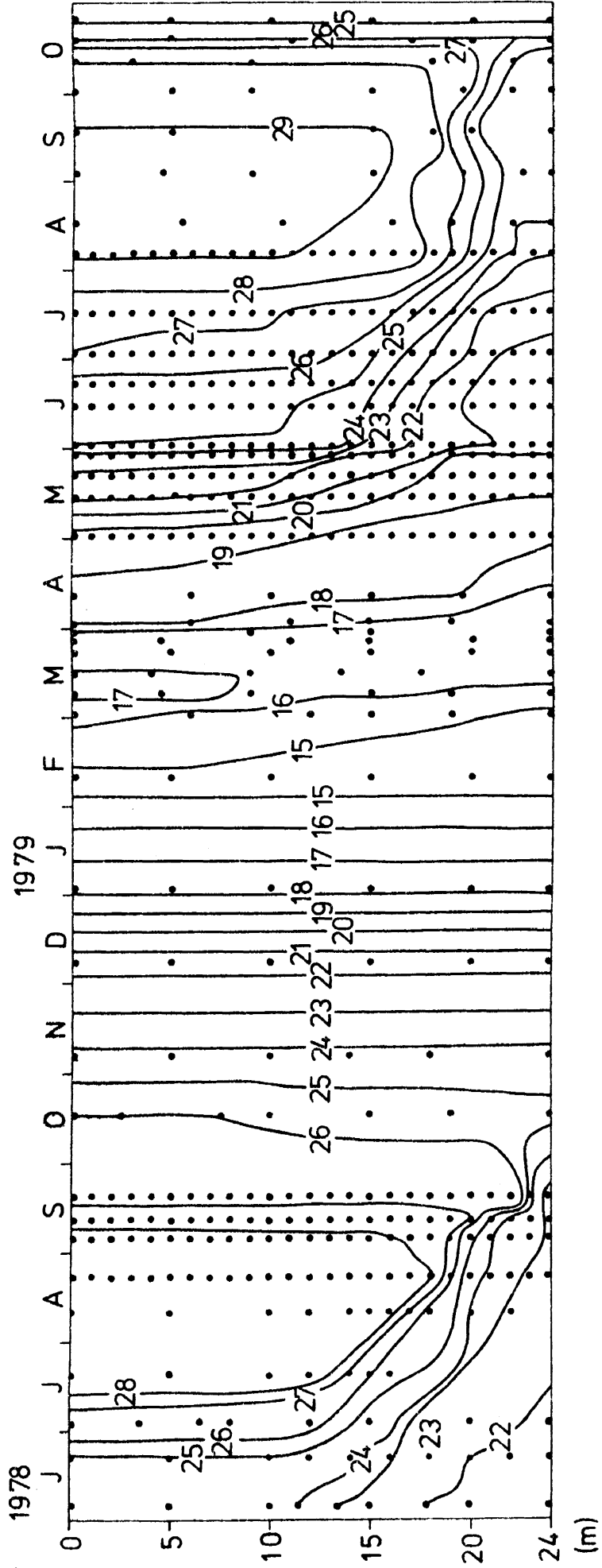


Abb. 3 Heutige und glaziale Oberflächen-Windsysteme im nördlichen Atlantik, nach Herwitz & Muhs (1995) und Kutzbach & Guetter (1986). Das glaziale Zirkulationsmodell bezieht sich auf den Zeitpunkt 18.000 Jahre vor heute.
Links oben: heutiger Nordsommer,
Links unten: heutiger Nordwinter.
Rechts oben: glazialer Nordsommer,
Rechts unten: glazialer Nordwinter.

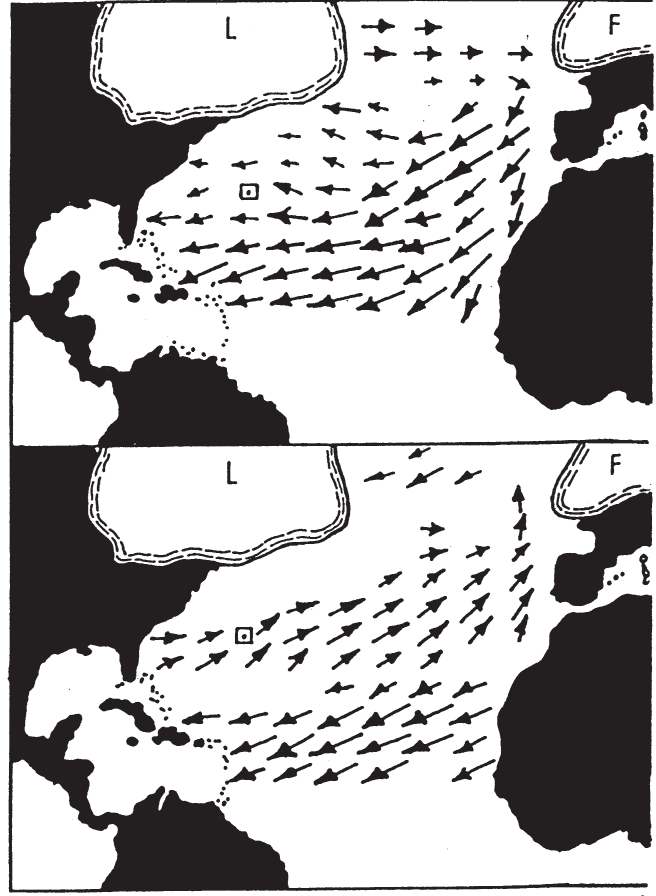
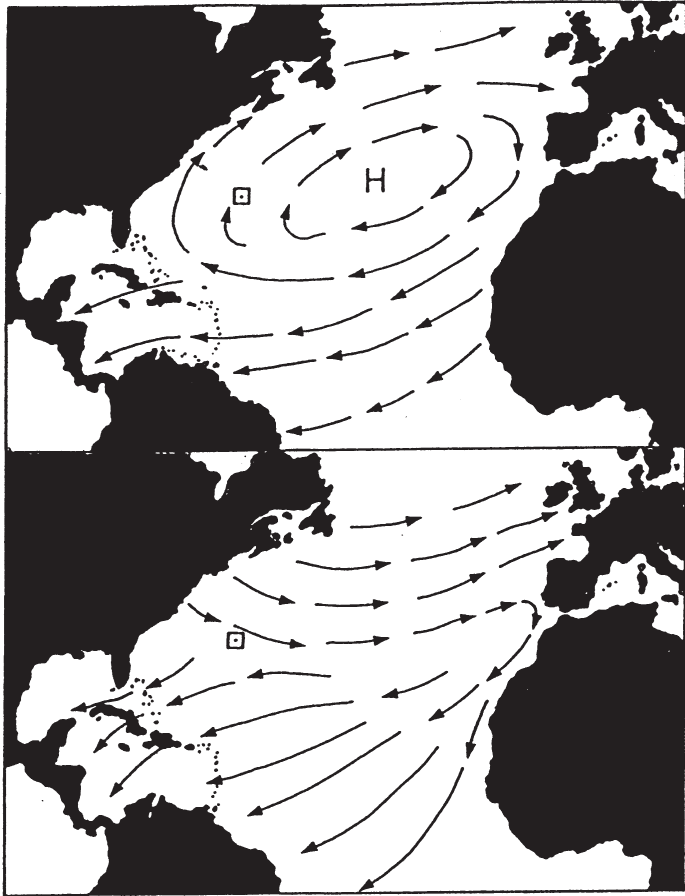


Abb. 4 Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Bermuda (Vacher et al. 1995). Die Inseln bestehen aus pleistozänen Küstendünen, die am Ende von Warmzeiten den seewärtigen Fuß älterer Dünen begraben haben. Stratigraphie (vgl. Tab. 13): S Southampton, RB Rocky Bay, B Belmont, UTH Upper Town Hill, LTH Lower Town Hill.

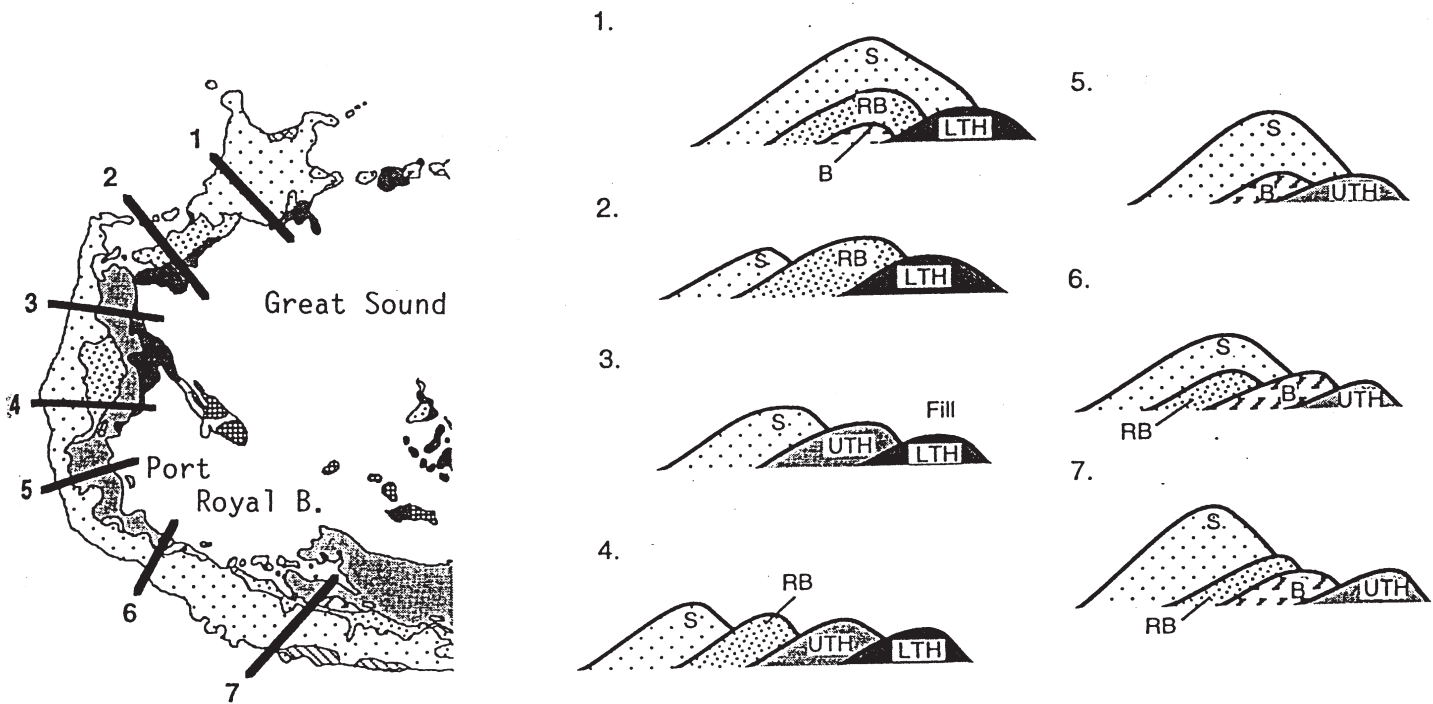


Abb. 5 Ökologische Zonen im Harrington Sound. Die Grenze zwischen der Shallow sandy zone und der *Oculina* zone liegt etwa in 10 m Wassertiefe. Unterhalb etwa 17 m Wassertiefe breitet sich die Subthermocline zone aus. Die Rocky zone ist nicht dargestellt. Nach Neumann (1965).

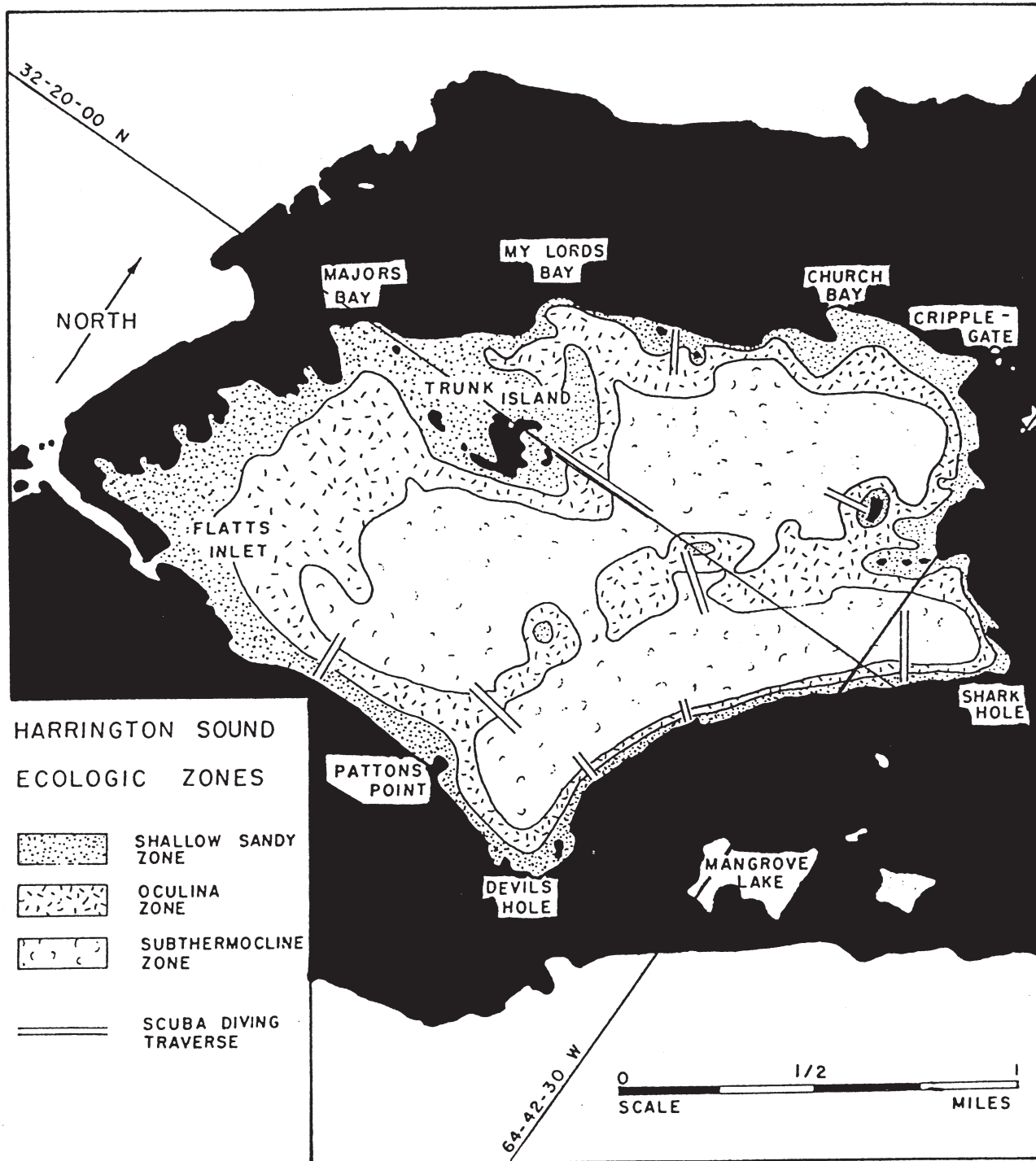
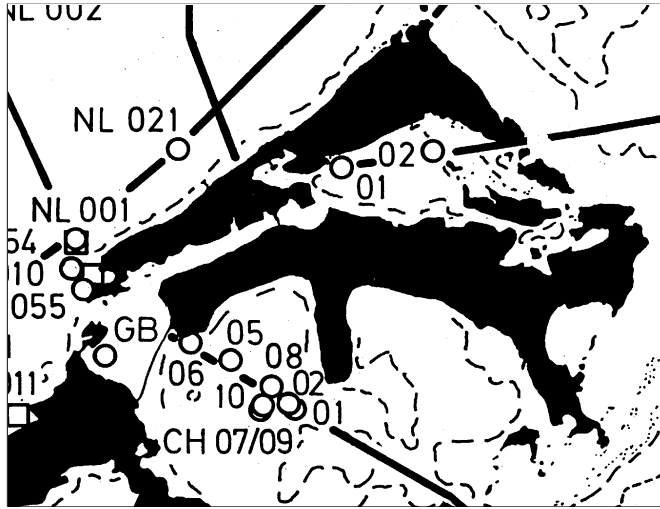


Abb. 7 Verlauf der Profilstrecken und Lage von Kernstationen in inshore waters.

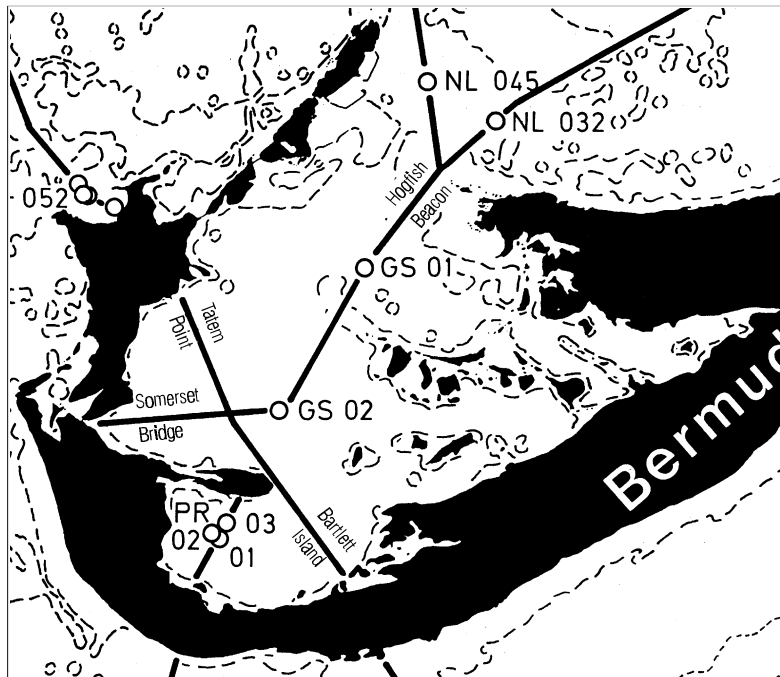
Oben: St. George's Harbour

Mitte: Great Sound und Port Royal Bay

Unten: Castle Harbour



← St. George's Harbour



← Great Sound (GS)

← Port Royal Bay (PR)

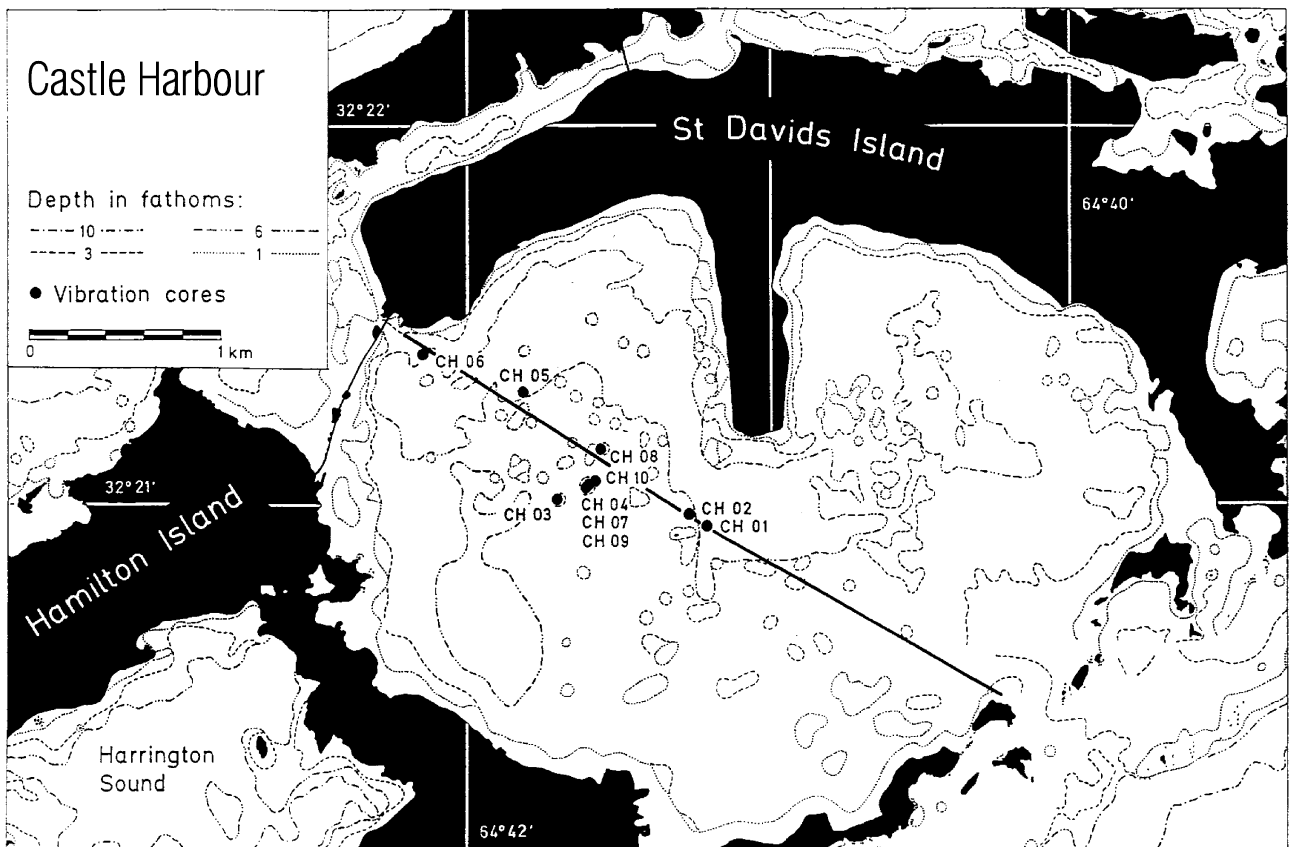


Abb. 9 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg rekonstruiert aus der Tiefenlage und dem ^{14}C -Alter holozäner Basistorfe, unterschieden nach Lokalität. Ergebnisse von Redfield (1971), Ashmore & Leatherman (1984) und A. C. Neumann (unveröff.) sind mit in den Datensatz übernommen.

Postglacial sea-level rise, Bermuda

age-depth data on basal peat (by location)

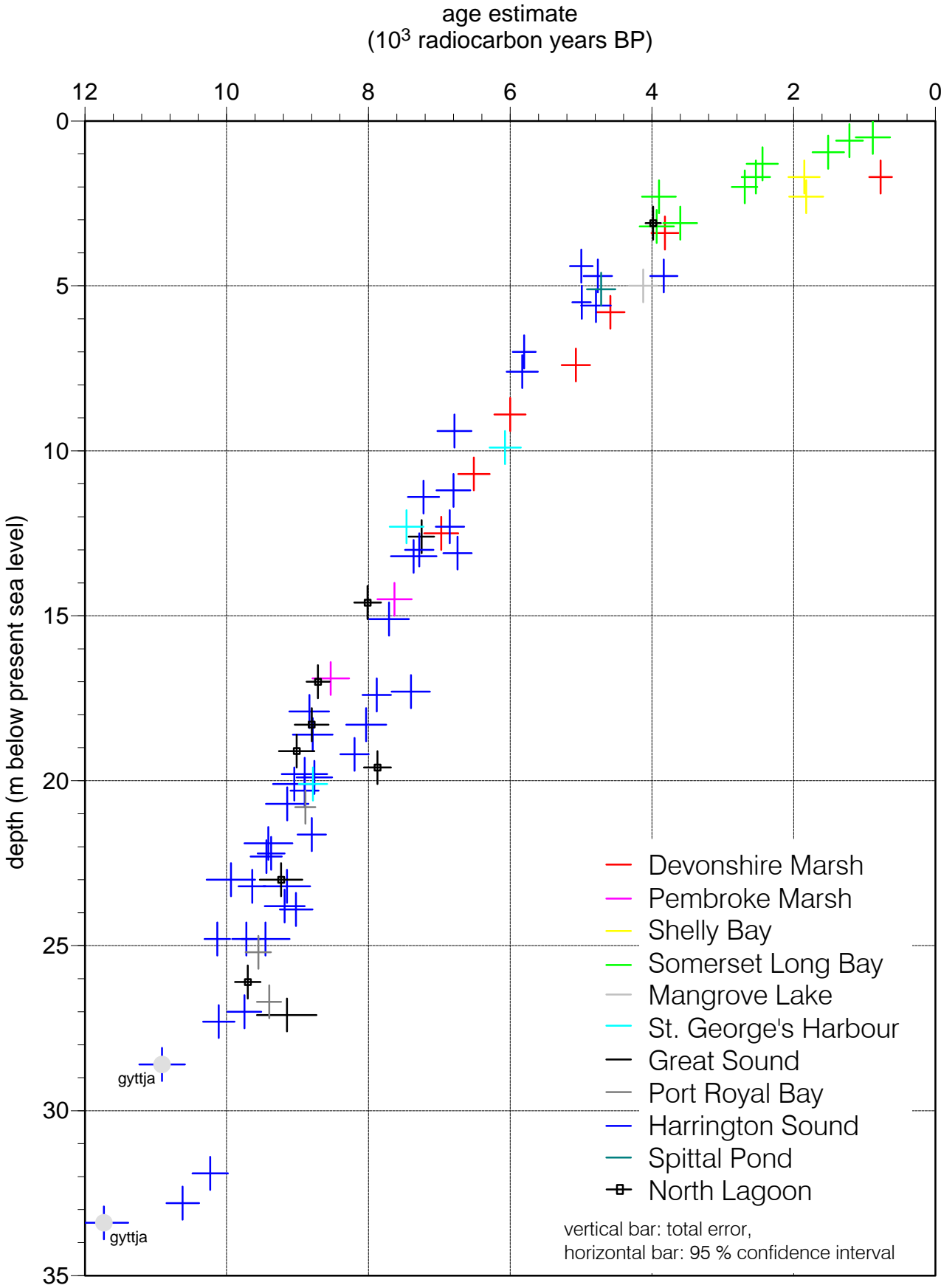


Abb. 10 Ausdehnung von Süßwasserlinsen und Verlauf von Isohalinen in den heutigen Bermuda Inseln (nach Vacher 1978)

Freshwater lenses of present-day Bermuda (after VACHER, 1978)

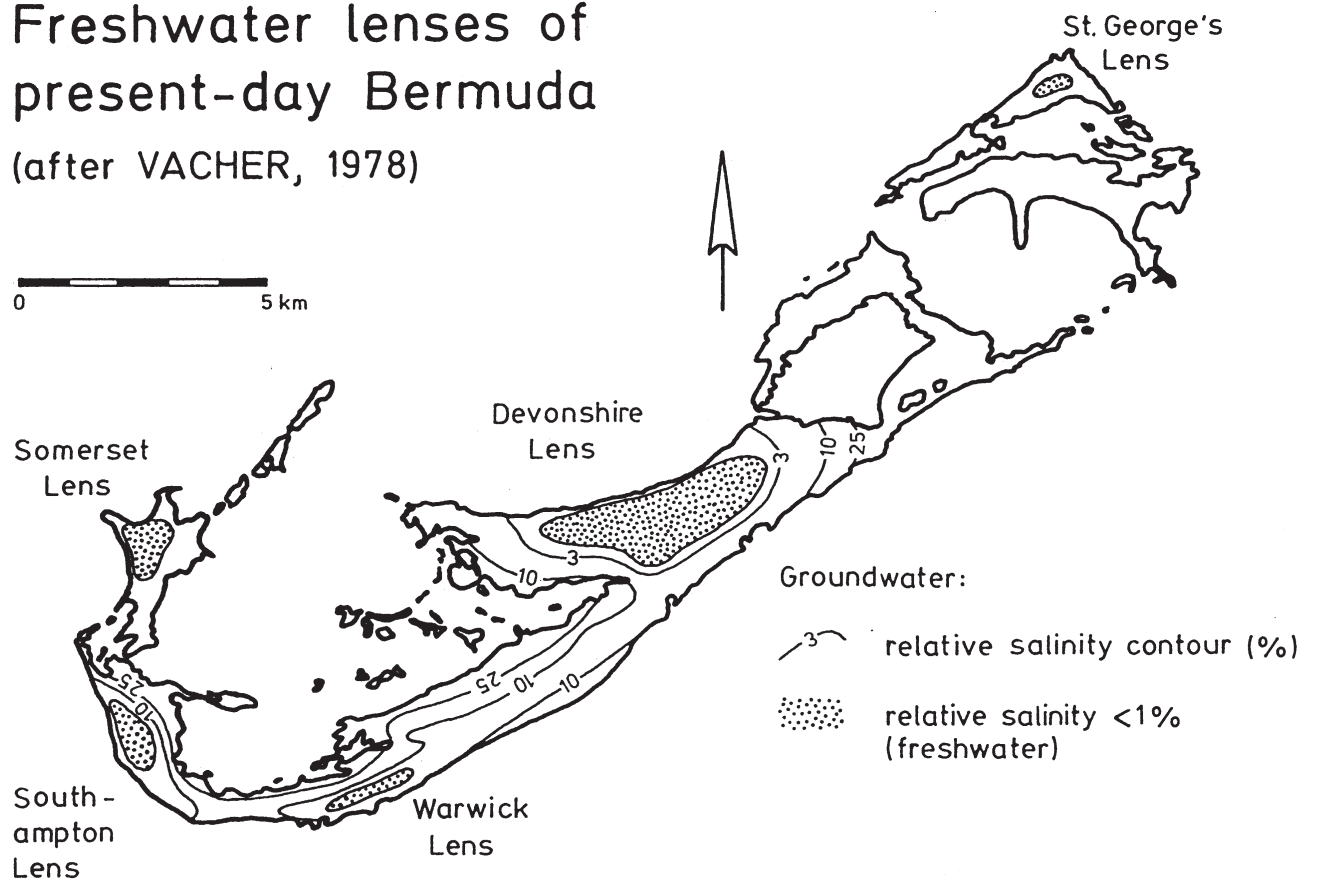


Abb. 11 Kalibrierung von ^{14}C -Daten auf Kalender-Alter. Beispiel: Samen im Basistorf des Devil's Hole Basin, Kern HS-DH /B. Das ^{14}C -Alter (10.380 ± 70 yrBP) wird auf der Ordinate abgetragen. Um diesem Datum herum wird eine Normalverteilungs-Kurve mit dem vorgegebenen $1\sigma = 70$ yr aufgespannt (linker Rand). Die Kalibrierungskurve ist als Kurvenpaar dargestellt, berechnet aus Alter \pm Meßfehler. Um dieses Kurvenpaar herum wird die ursprüngliche Normalverteilungs-Kurve gleichsam gefaltet, woraus sich auf der Abszisse eine neue Wahrscheinlichkeits-Verteilung ergibt (schwarz), die das kalibrierte Alter darstellt. Weil die Baumring- ^{14}C -Kalibrierungskurven (Becker 1993, Kromer & Becker 1993, Kromer et al. 1994) noch nicht wesentlich über 10.000 ^{14}C -yr BP zurückreichen, kann im abgebildeten Beispiel das Alter der Samen nur mit dem geringer auflösenden U/Th-versus- ^{14}C -Kurvenpaar von Barbados (Bard et al. 1990) kalibriert werden.

D:\OXCAL\INTCAL93.14C OxCal v2.18 cub r:4 sd:12 prob(chron)

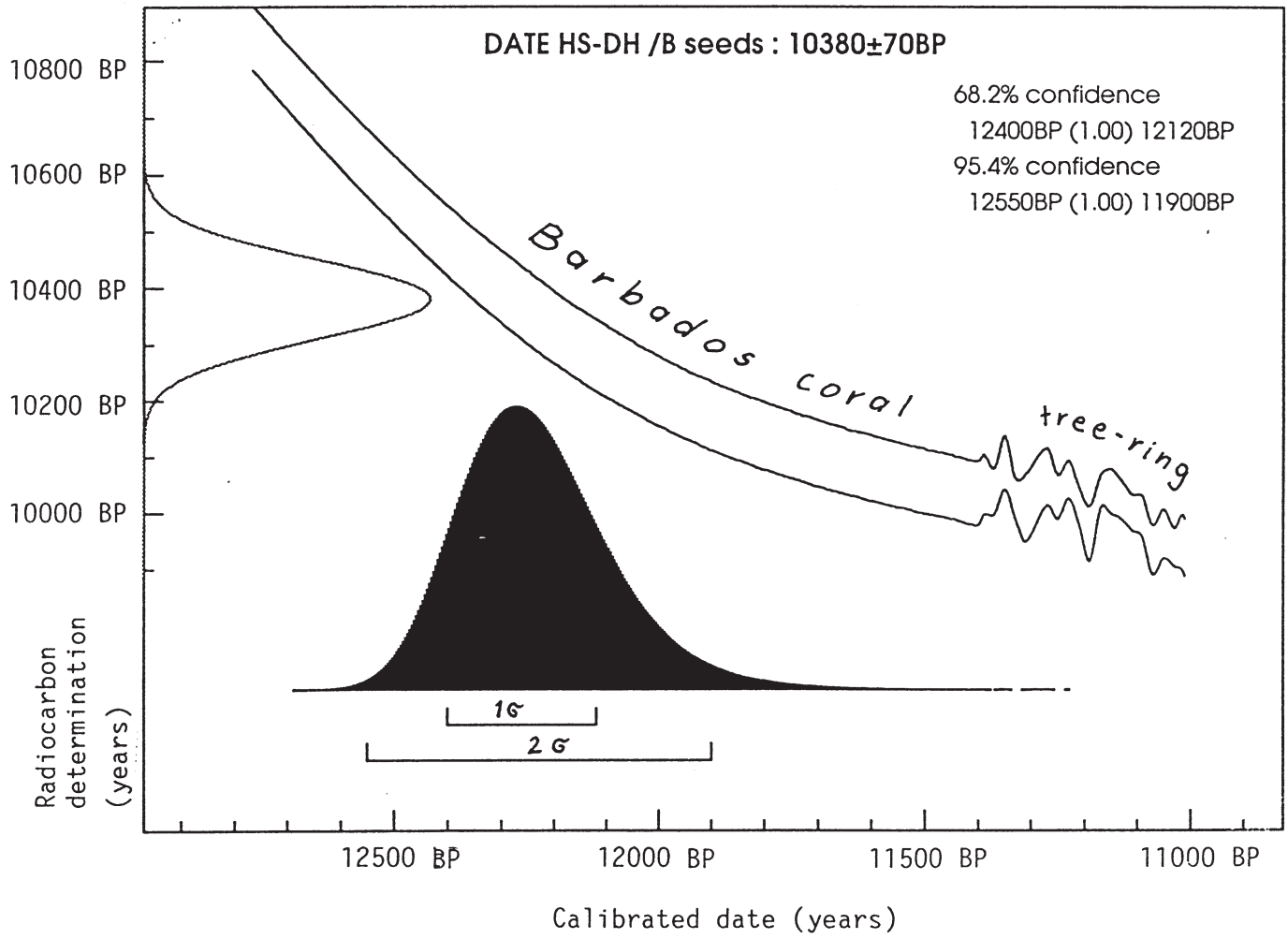


Abb. 12 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg, Bermuda. Aufgetragen sind die aus den ^{14}C -Alter von Basistorfen konstruierte Meeresspiegel-Kurve (durchgezogene Linie) und die kalibrierten Alter (Balken; 95 % Konfidenz). Die kalibrierten Alter (=siderische Alter) haben einen zusätzlichen maximalen Fehler von ± 120 Jahren, weil die ^{14}C -Alter bisher nicht auf einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -25‰ normalisiert werden konnten. ^{14}C -Alter > 10 kyr BP können gegenwärtig nur mit Hilfe der ^{14}C versus U/Th Kalibrierungskurve von Barbados kalibriert werden (Bard et al. 1990). Zwei ^{14}C -AMS-Alter sind in dieser Abbildung noch nicht berücksichtigt (Tabelle 2: Beta-88711 und Beta-88712).

Postglacial sea-level rise, Bermuda

radiocarbon-based curve versus calendar ages

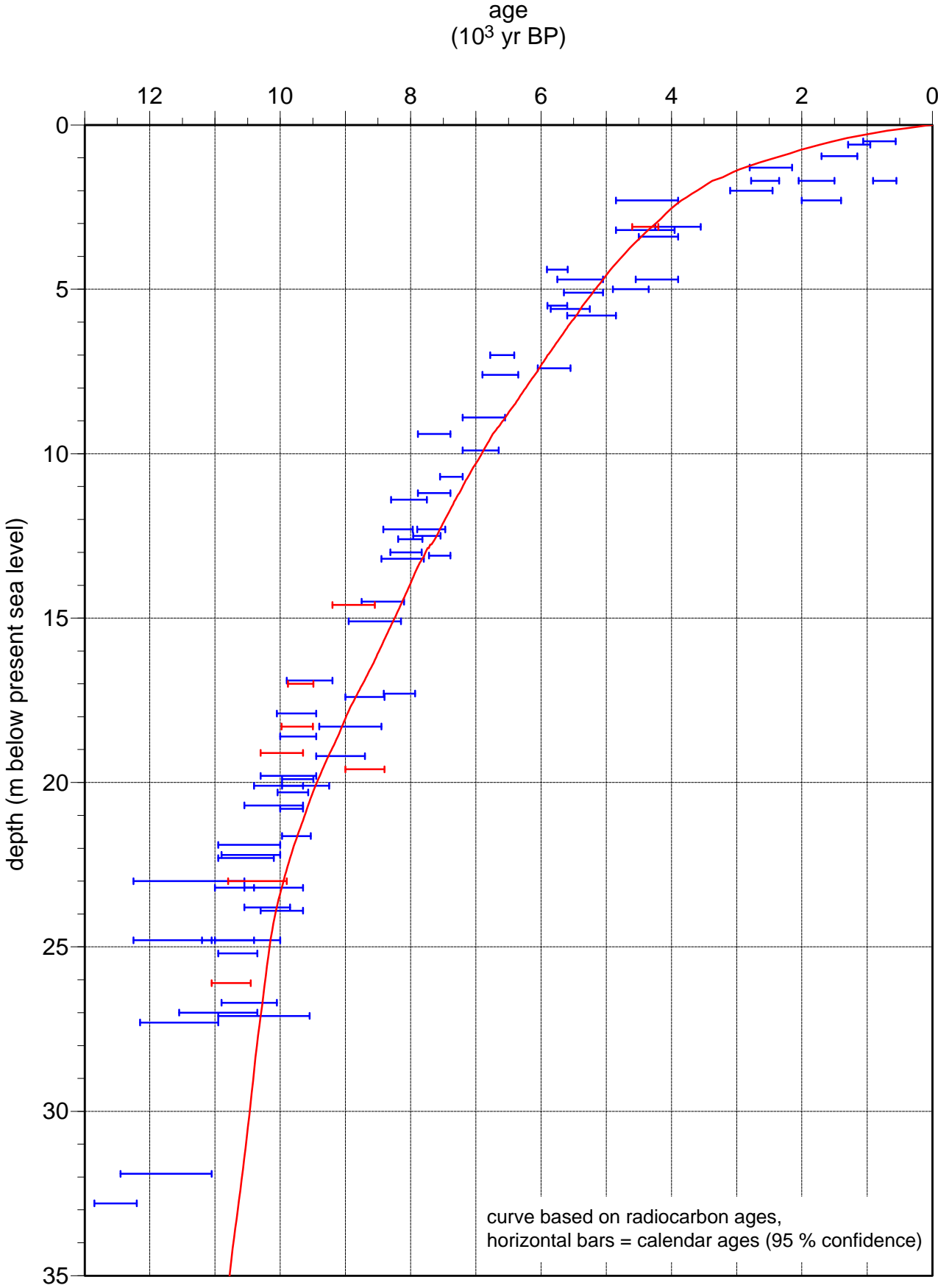
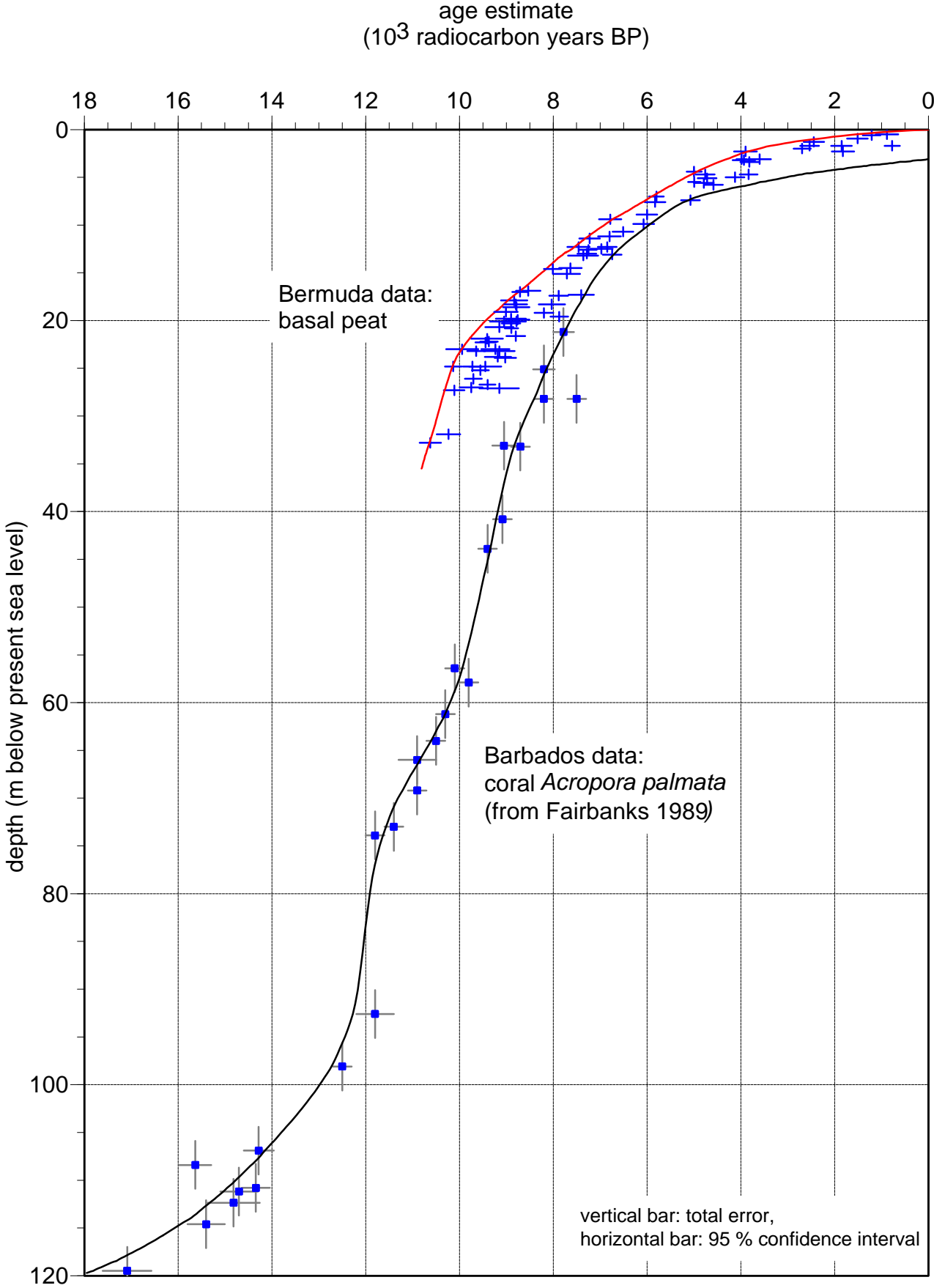


Abb. 13 Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg: Vergleich der Datensätze von Barbados und Bermuda. Datiert wurden Basistorfe von Bermuda und Skelette von *Acropora palmata* von Barbados (Korallendaten aus Fairbanks 1989). Die Differenz zwischen den beiden Kurven belegt, daß mindestens eine der Kurven durch nicht-eustatische Faktoren beeinflußt ist.

Postglacial sea-level rise, Barbados and Bermuda



habilsea.sg1
27.12.1995, data from:
14c-insh.wk3
fairlin2.wk3
bdacurve.wk3

Abb. 14 Vergleich der postglazialen Meeresspiegel-Anstiegskurven von Barbados (Fairbanks 1989) und Bermuda.

Oben: Anstiegskurven. Die Barbados-Kurve ist justiert auf rezent = 0 m. Die Bermuda-Kurve liegt vor 7.000 yr BP deutlich höher.

Unten: Meeresspiegel-Anstiegsrate, abgeleitet aus den Anstiegskurven. Die Rauigkeiten und kleineren Gipfel vor allem der Bermuda-Kurve sind Artefakte der Digitalisierung. Die höchsten Anstiegsraten werden in Bermuda kurz nach 10.500 yr BP erreicht, d.h. ca. 1.500 ¹⁴C-Jahre vor dem Maximum der Anstiegsraten in Barbados.

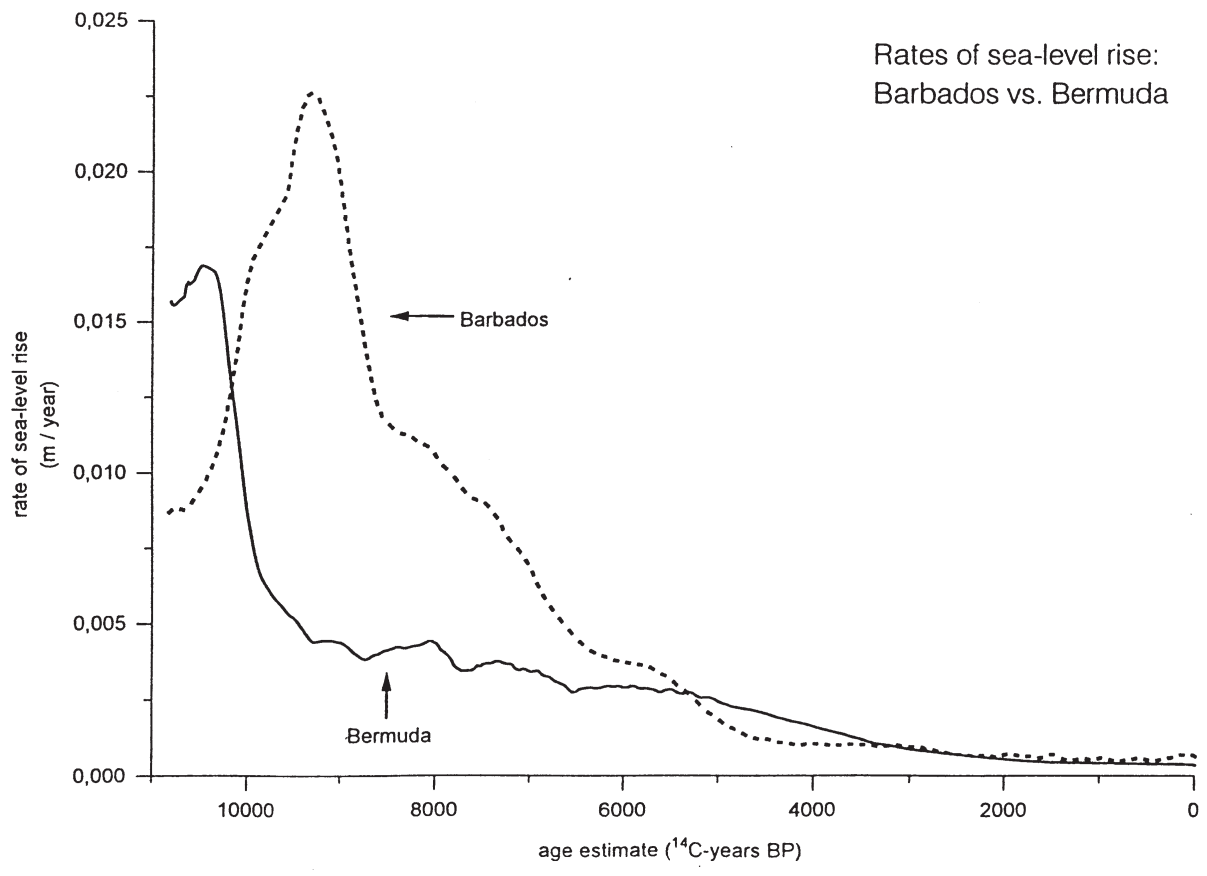
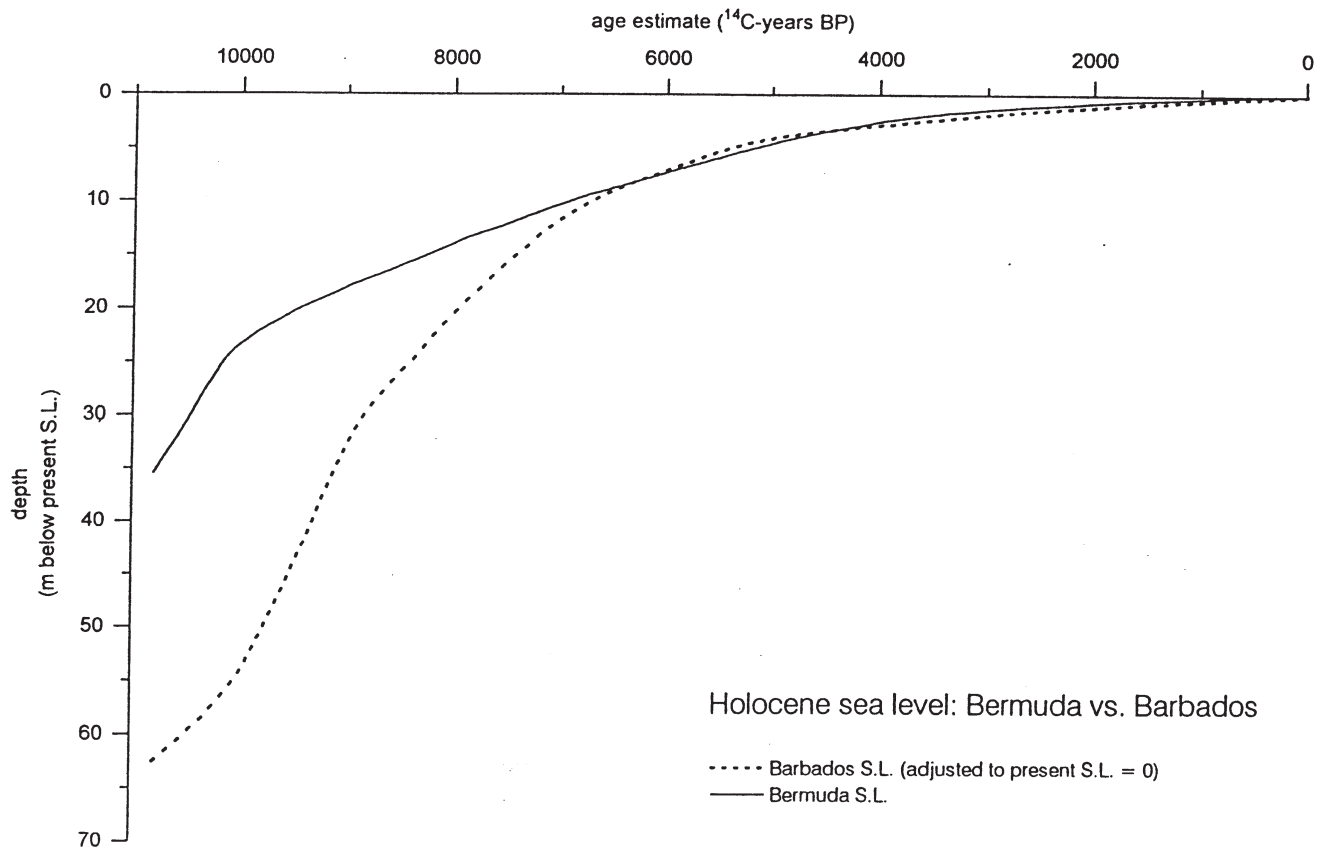


Abb. 15 Vergleich der postglazialen Meeresspiegel-Anstiegskurven von Barbados (Fairbanks 1989) und Bermuda.

Oben: Differenzkurve der Meeresspiegel-Kurven von Barbados und Bermuda. Um ca. 10.000 yr BP liegt der Meeresspiegel in Bermuda scheinbar >30 m höher als in Barbados.

Unten: Differentielle Bewegungsraten, abgeleitet aus der oberen Kurve. Würde die Differenz zwischen den beiden Meeresspiegel-Kurven rein auf tektonische oder isostatische Ursachen zurückgeführt, implizierte dies differentielle Bewegungsraten der Kruste von max. 18 mm/yr.

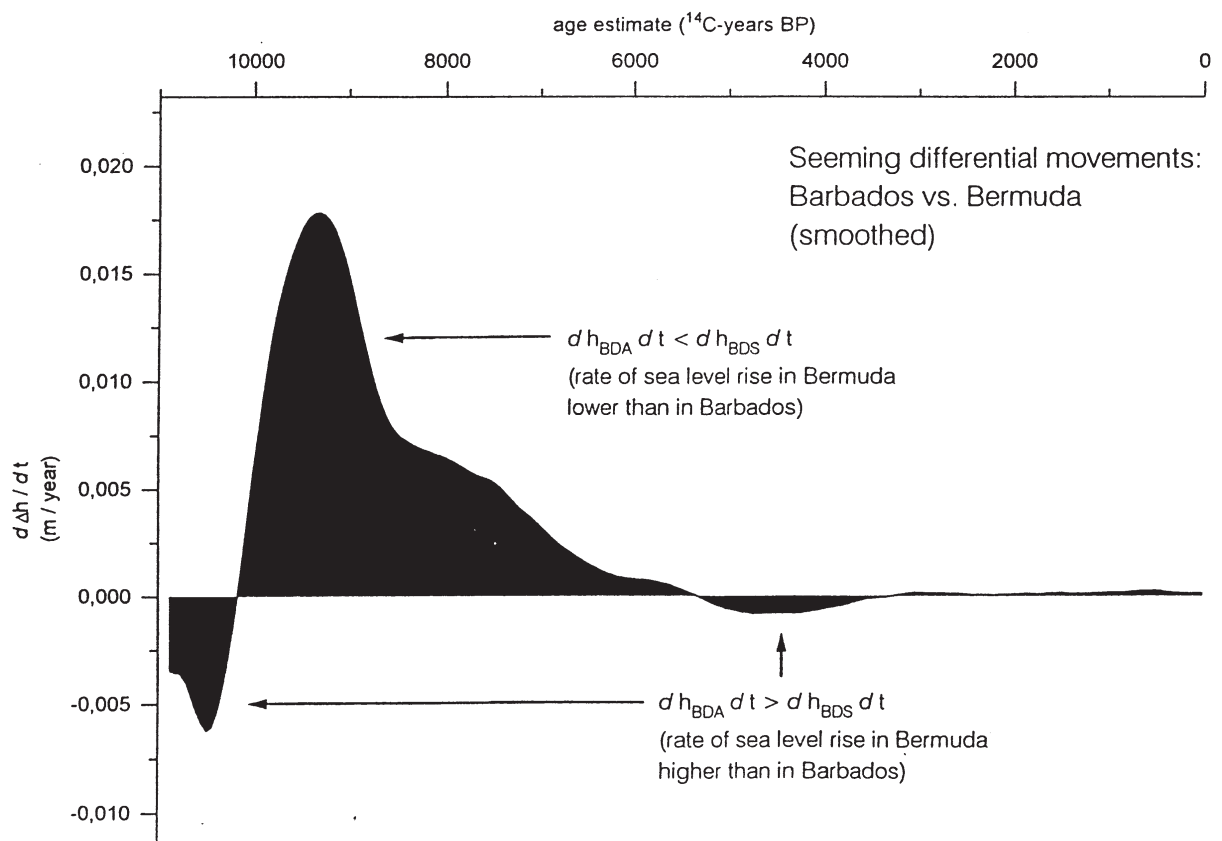
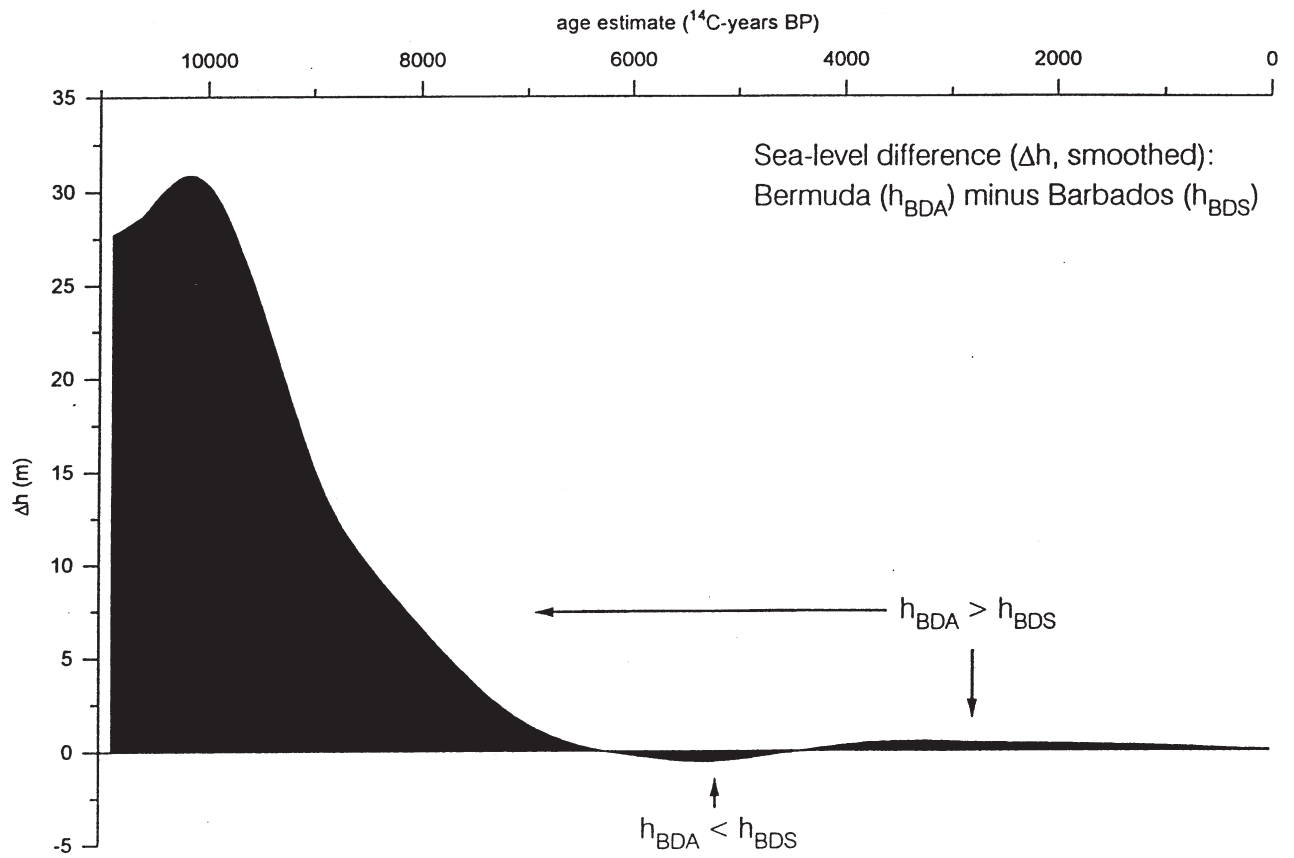
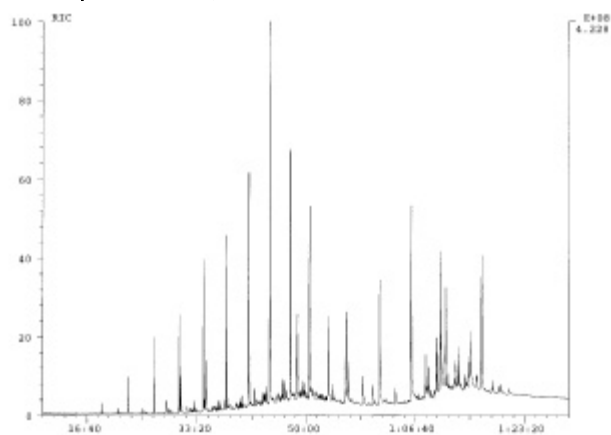


Abb. 16 Kohlenwasserstoff-extrahierbare Lipide in holozänem Basistorf; South Basin, Harrington Sound (Kern HS-SP 04). Die y-Achsen geben die relativen Intensitäten der einzelnen Signale wieder (RIC = Intensität des Gesamtsignals; m/z = Intensität der Signale für ausgewählte Massen). Die x-Achsen sind Zeitachsen (h:min:s), denn die unterschiedlichen Substanzen des Gemisches erreichen in Abhängigkeit (1) von Polarität und Molekulargewicht und (2) von den Eigenschaften der verwendeten Quarzkapillarsäule zu unterschiedlichen Zeiten den Detektor (hier das Massenspektrometer). Die Zahlen an den Peaks entsprechen den Listenummern der Verbindungen in Tabelle 6.

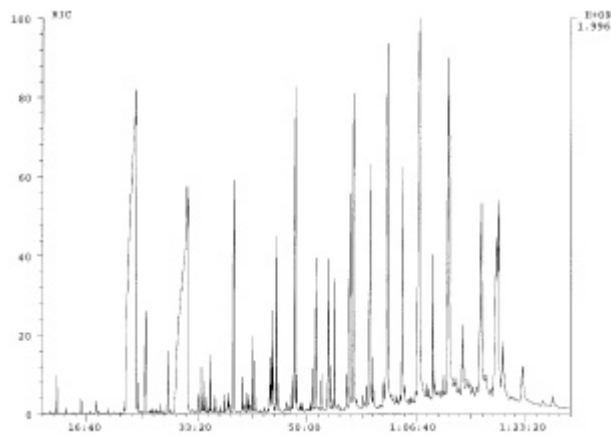
Ergebnis: Die Spektren der aliphatischen Kohlenwasserstoffe, Fettsäuren, Alkohole, Ester und Ketone sind typisch für organisches Material, das von höheren Landpflanzen stammt. Daneben gibt es Hinweise auf einen kleinen, aber signifikanten bakteriellen Beitrag.

Lipids in basal peat, Harrington Sound reconstructed ion chromatograms

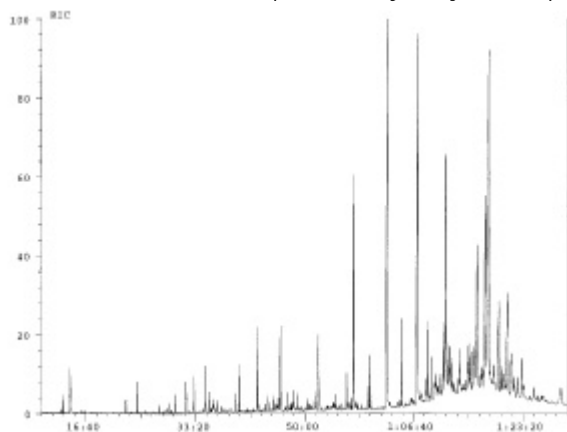
A. Aliphatic hydrocarbons



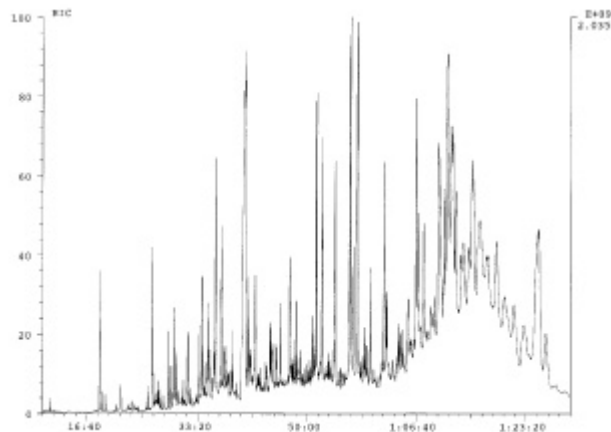
B. Free acids (diazomethane)



C. Free alcohols (trimethylsilyl ether)



D. Ester + ketones



E. Ester + ketones

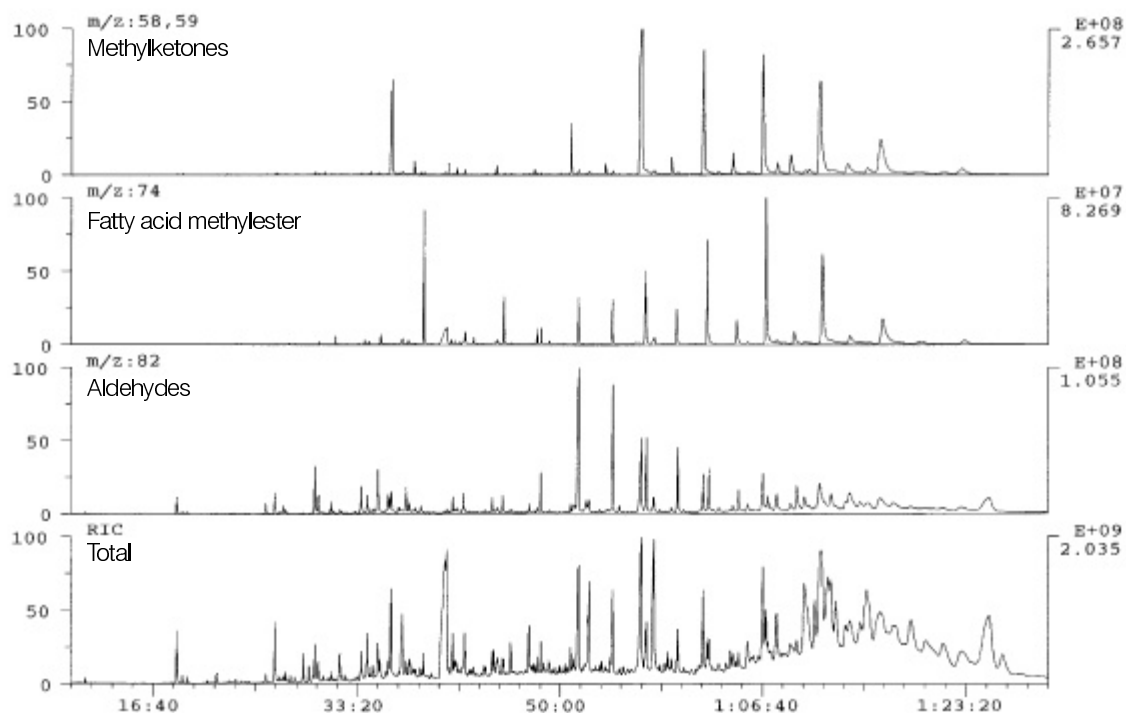


Abb. 17 $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenwerte von holozänem Basistorf, Bermuda. Alter und Isotopenwerte sind nicht korreliert.

Carbon isotope composition of basal peat Bermuda Holocene

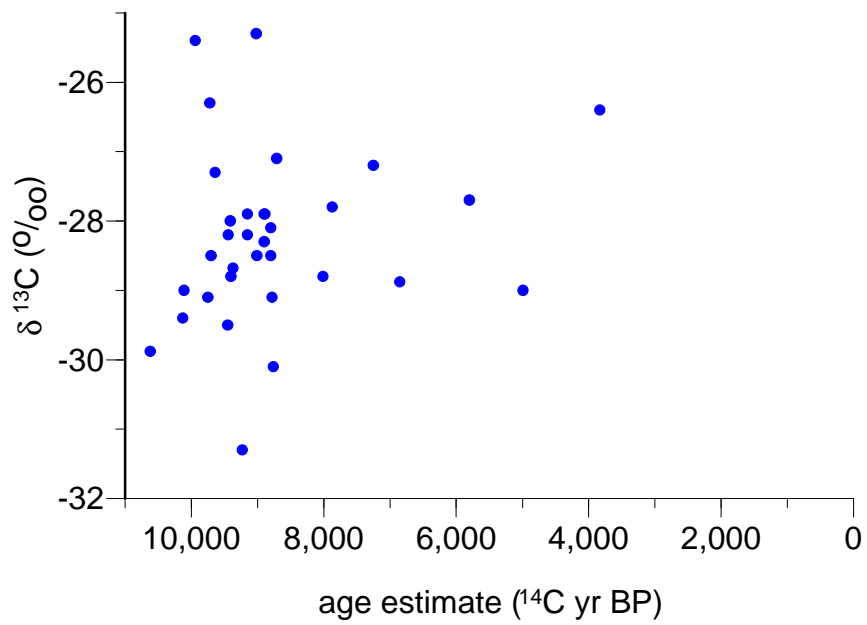


Abb. 18 Harrington Sound, Bathymetrie und Tiefenlage der Basis Holozän. Beide Karten sind vereinfacht nach Gross & Schneider (1990, unveröff.).

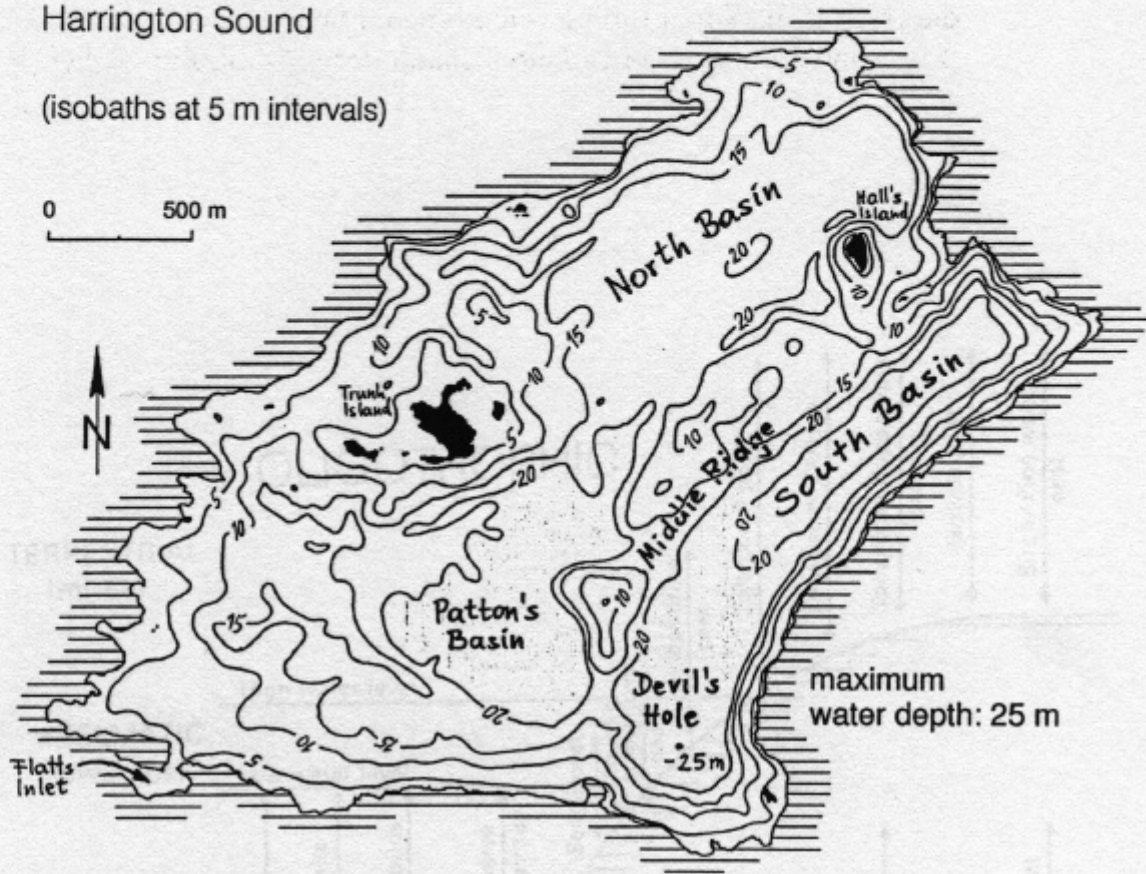
Oben: Bathymetrische Karte.

Unten: Tiefenlage der präholozänen Oberfläche .

Die großen bathymetrischen Strukturen des heutigen Harrington Sound sind durch die pleistozäne Topographie vorgegeben. Mit maximalen Mächtigkeiten von rund 8 m kann die holozäne Sedimentfüllung das prä-holozäne Relief (> 30 m) nicht ausgleichen.

Bathymetry Harrington Sound

(isobaths at 5 m intervals)



Pre-Holocene topography Harrington Sound

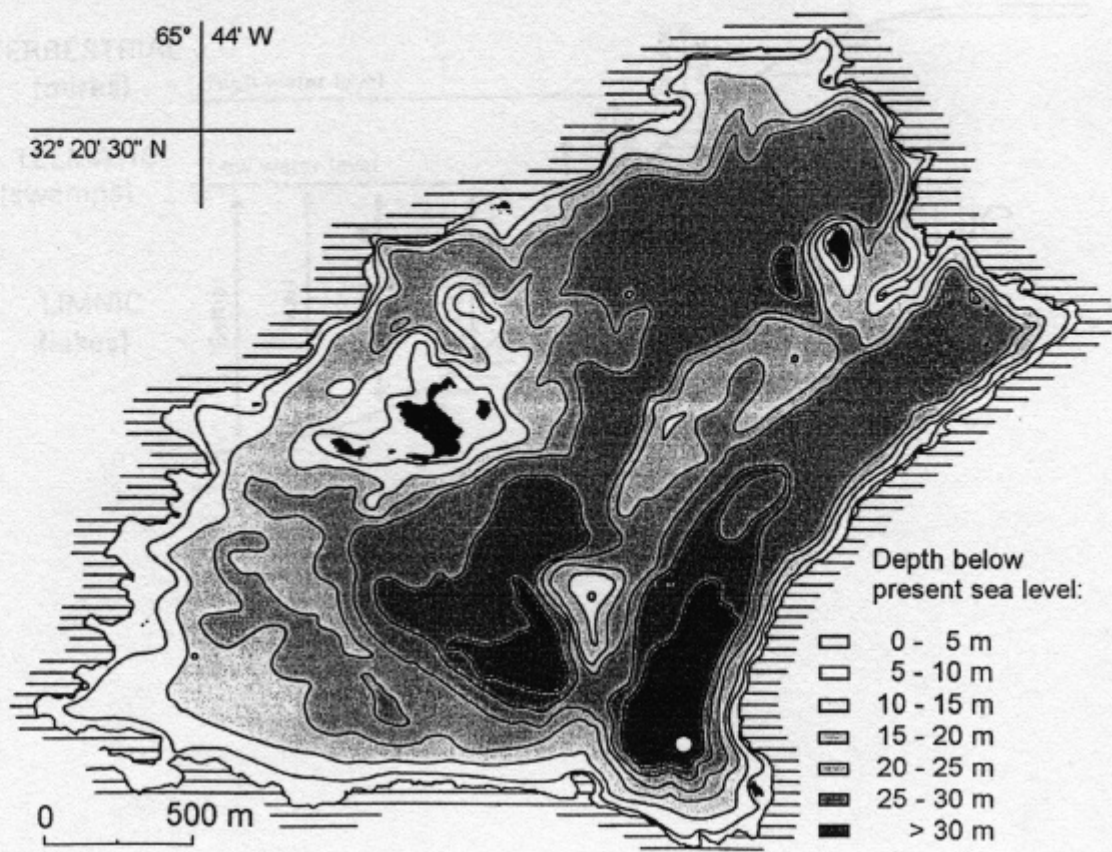


Abb. 19 Typische Sedimente in oligotrophen und eutrophen Seen, abhängig von der Wassertiefe (nach Birks & Birks 1980).

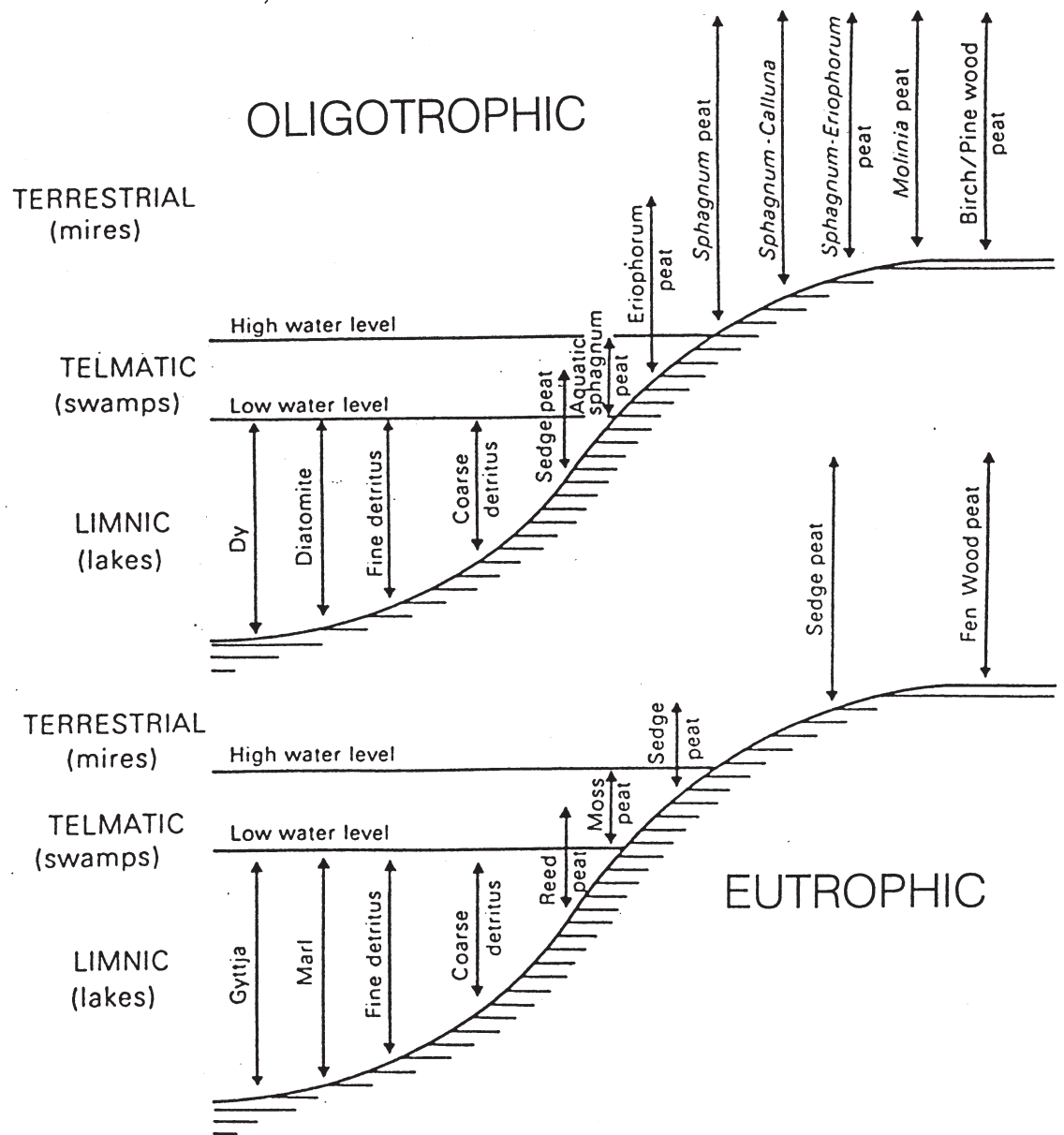


Abb. 20 Ausschnitt aus dem seismischen Profil 1.2.6, Harrington Sound, mit Interpretation des holozänen Anteils der Schichtenfolge. Schnitt vom South Basin zum North Basin. Im North Basin sind ein sinkhole mit mächtiger Seekreide-Füllung und der starke Reflektor im Süßwassertorf erkennbar. Periphere Tröge (©) mit kondensierten Anfolgen sind in beiden Basins vorhanden. *Oculina*-Fazies liegt auf dem Middle Ridge.

SE

South Basin

Middle Ridge

North Basin

NW

0 m

5 m

10 m

15 m

20 m

25 m

approx. depth below sea level

marine margin-facies (pre-Oculina)

Oculina-covered highs

lens-shaped basal sediment pile (marine):
- Goussis mud
- Argopecten-Vicopsis mud
- Argopecten mud
- basal marine facies

slumped Oculina mud

thin marine drape

freshwater peat

Upper Peat marl

Lower Peat marl

Hydrobia marl

Planorbis marl

12.5 ms

37.5 ms

two-way travel time

100 m

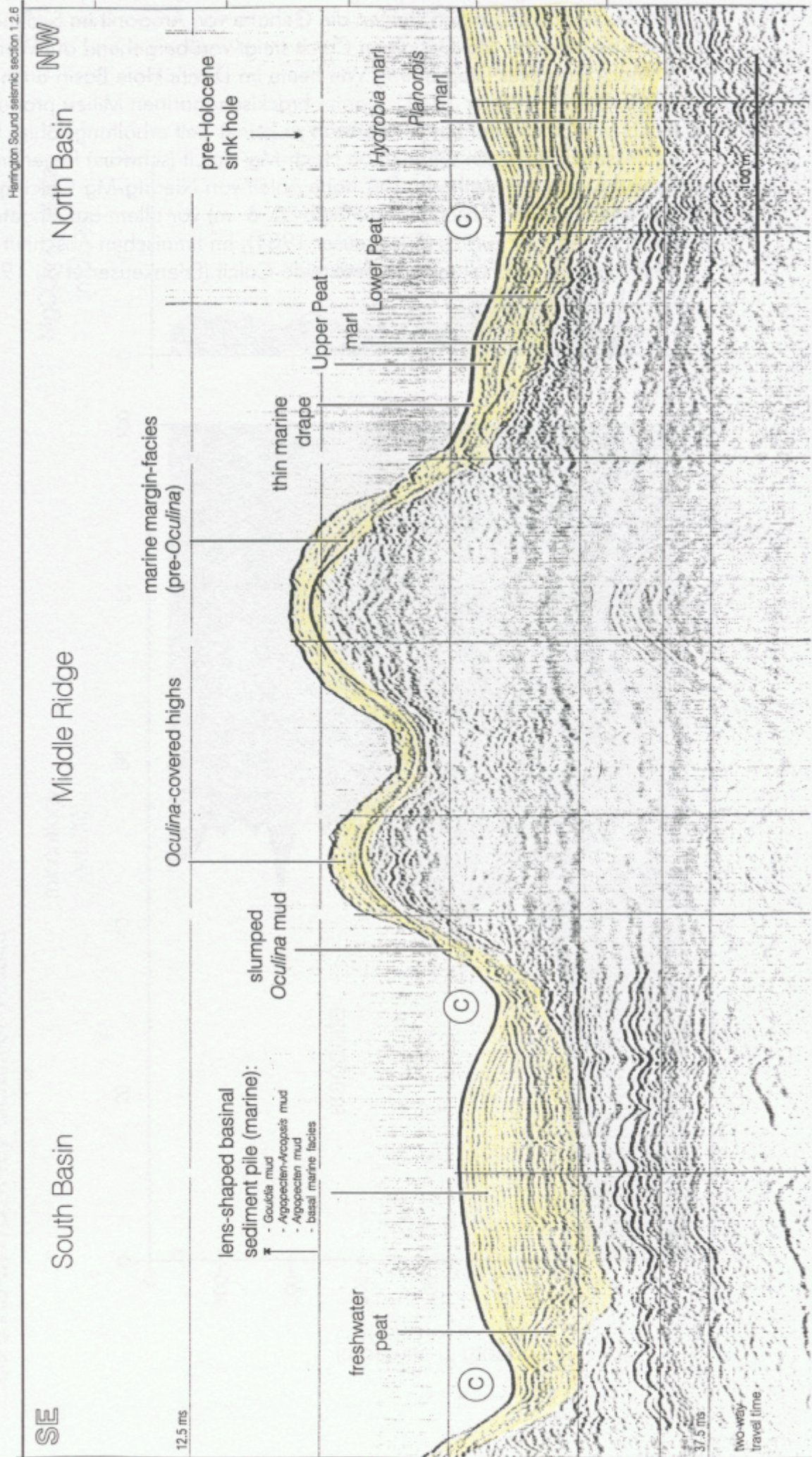


Abb. 21 Mineral-Zusammensetzung des Gesamtsediments im Devil's Hole Kern HS-DH /B aus dem Harrington Sound (röntgendiffraktometrische Daten). Mit dem Einsetzen brackischer Bedingungen steigen die Gehalte von Aragonit im Sediment sehr rasch an, und der Mg-Gehalt im Calcit steigt vorübergehend auf Werte über 5 Mol.-% (rechtes Diagramm). Wie heute im Devil's Hole Basin auch (Neumann 1965, Balzer & Wefer 1981), war im brackisch-marinen Milieu produzierter Hoch-Mg-Calcit offenbar im Holozän zu keiner Zeit erhaltungsfähig. Die gemessenen geringen Gehalte an Hoch-Mg-Calcit (schwarz) liegen im Fehlerbereich der Methode. Der hohe Anteil von Niedrig-Mg-Calcit geht im brackisch-marinen Abschnitt (oberhalb ca. 6 m) vor allem auf eingetragenen pleistozänen Kalk zurück (Erlenkeuser 1981), im limnischen Abschnitt dagegen wesentlich auf die Fällung von Seekreide-Calcit (Erlenkeuser et al. 1981, Heinrich 1983).

Mineralogy core HS-DH /B, X-ray diffraction results

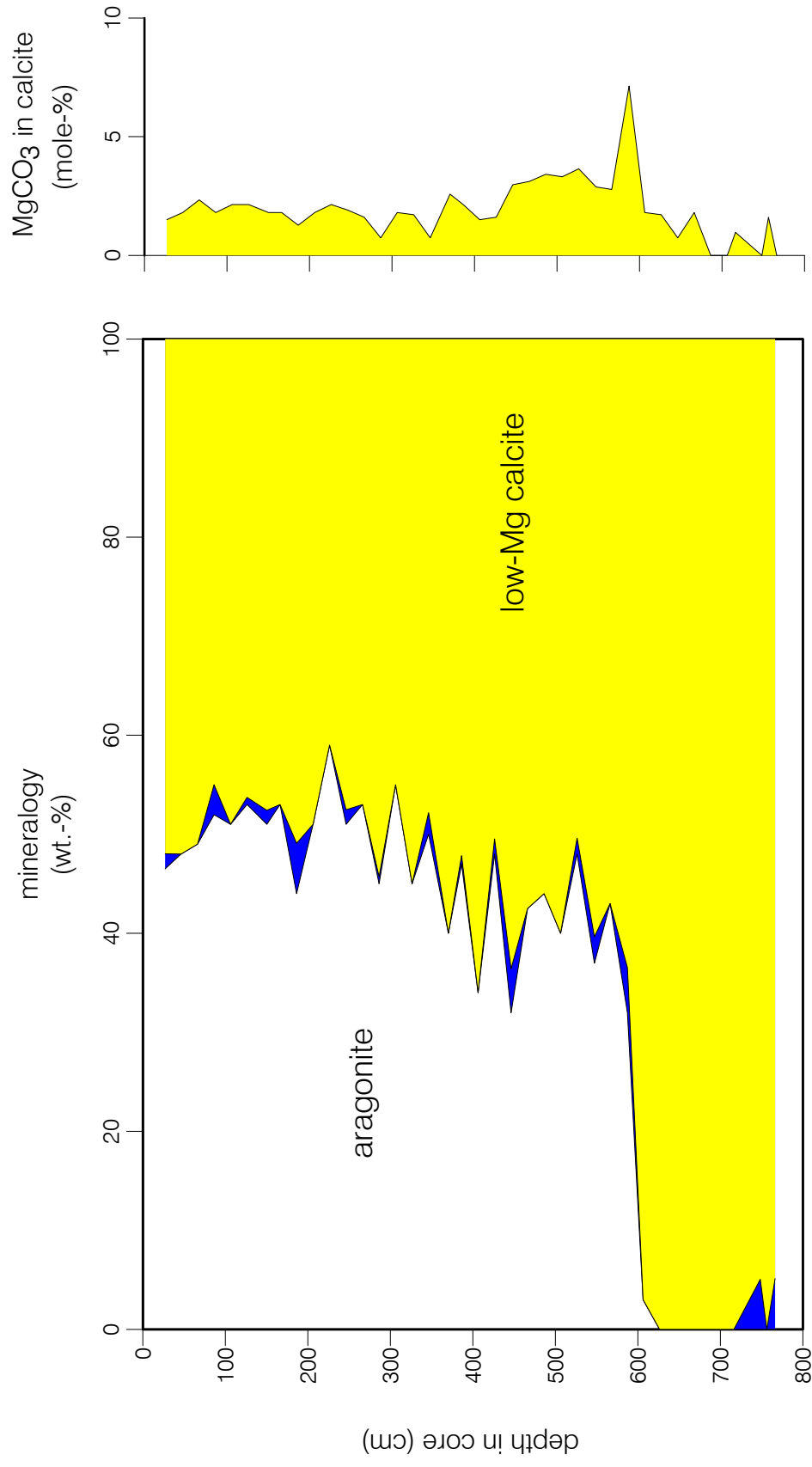


Abb. 22 Harrington Sound, Isopachenkarten holozäner Süßwasser-Ablagerungen und Laminite.

Oben: Verbreitung und Mächtigkeit holozäner Süßwasser-Sedimente und -Torfe. Die höchsten Mächtigkeiten treten entlang der Achsen von North und South Basin auf, vor allem aber in den Patton's und Devil's Hole Basins und in einzelnen tieferen sinkholes.

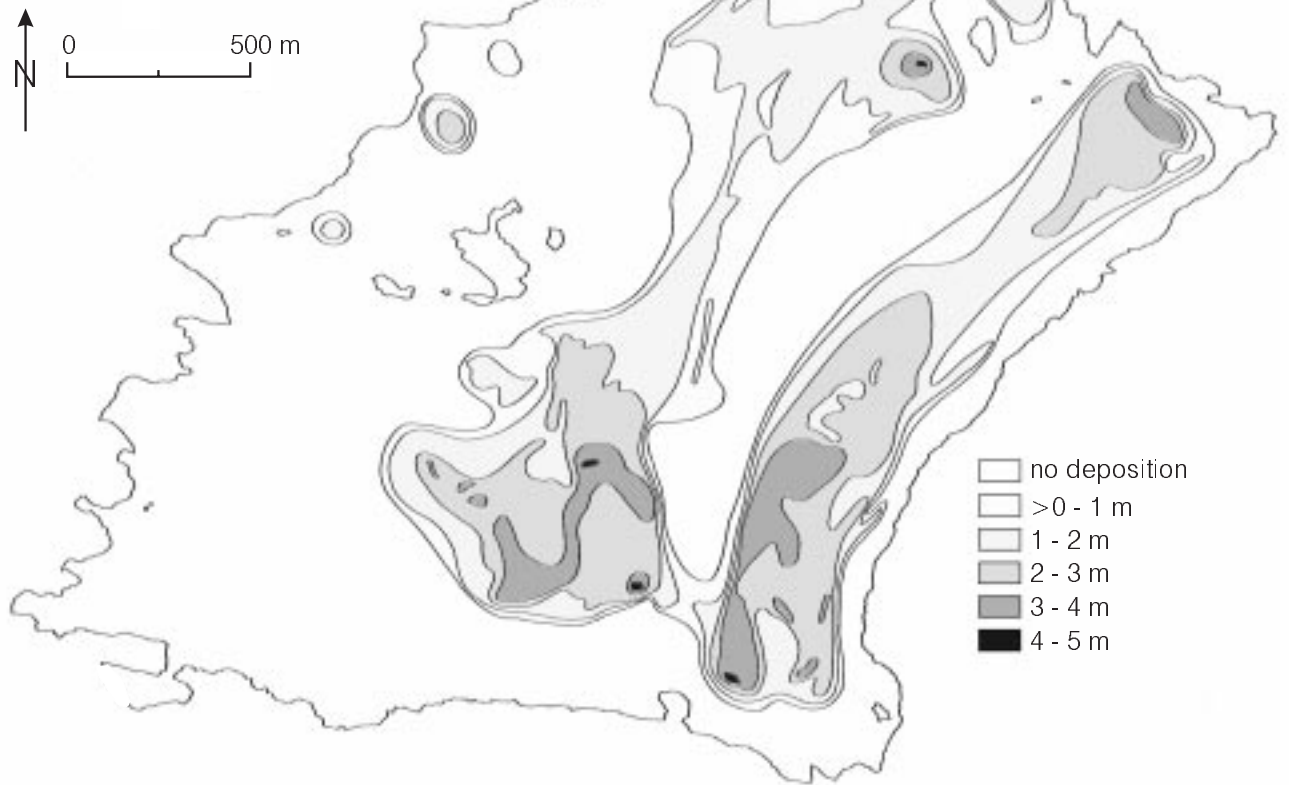
Unten: Verbreitung und Mächtigkeit der schizohalinen Laminit-Fazies. Diese Fazies beschränkt sich auf die ehemals tiefsten Beckenteile. Nennenswerte Mächtigkeiten werden nur im Devil's Hole Basin erreicht. Im Mittelteil des South Basin fehlen die Laminite lokal auch im Beckentiefsten, vermutlich infolge einer Hangrutschung in Richtung Devil's Hole Basin.

Holocene freshwater deposits

(peat, detrital peat, lake marl and chalk)

Harrington Sound

isopach map



Laminite facies

Holocene, Harrington Sound

isopach map

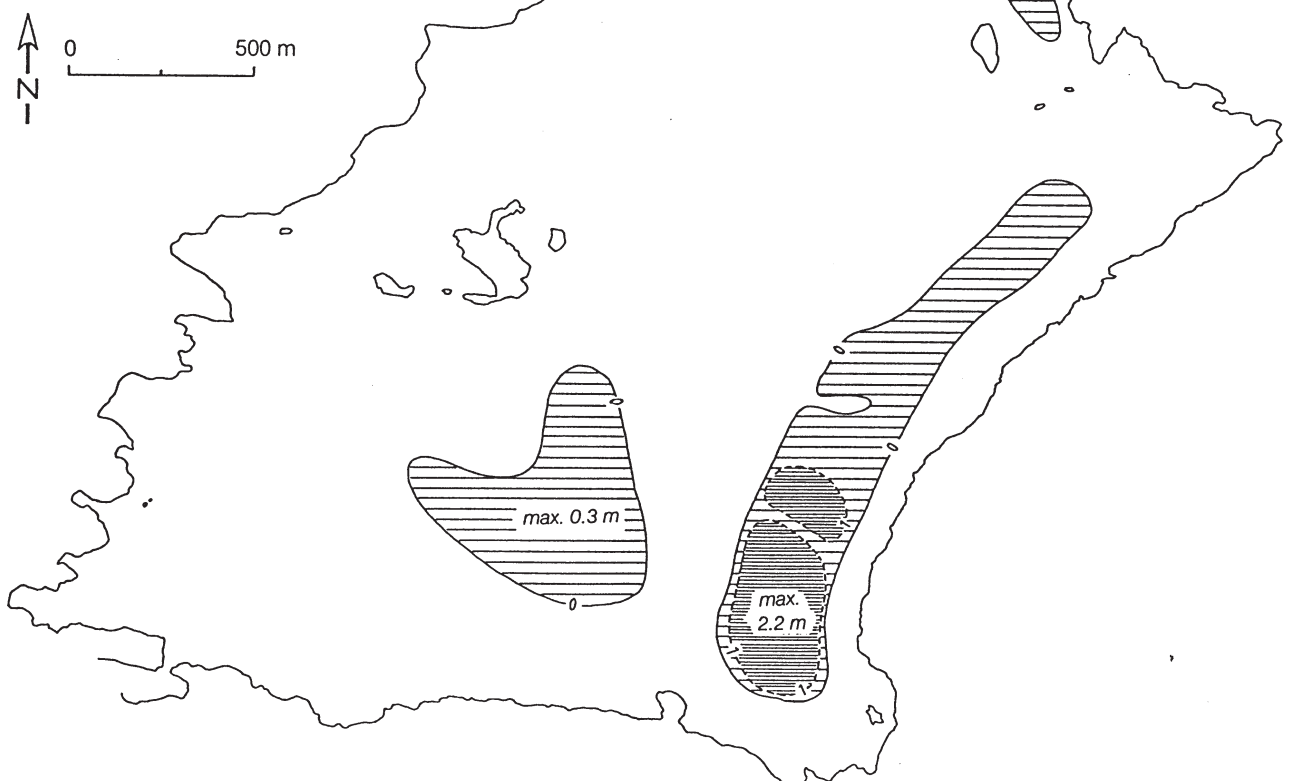


Abb. 23 Anteile überfluteter Fläche des pleistozänen Reliefs während der holozänen Überflutung des Harrington Sound. Zwischen 10,2 kyr BP und 9,4 kyr BP wurde rund ein Viertel des heutigen Harrington Sound Basin überflutet.

Extent of flooding during Holocene sea-level rise Harrington Sound Basin

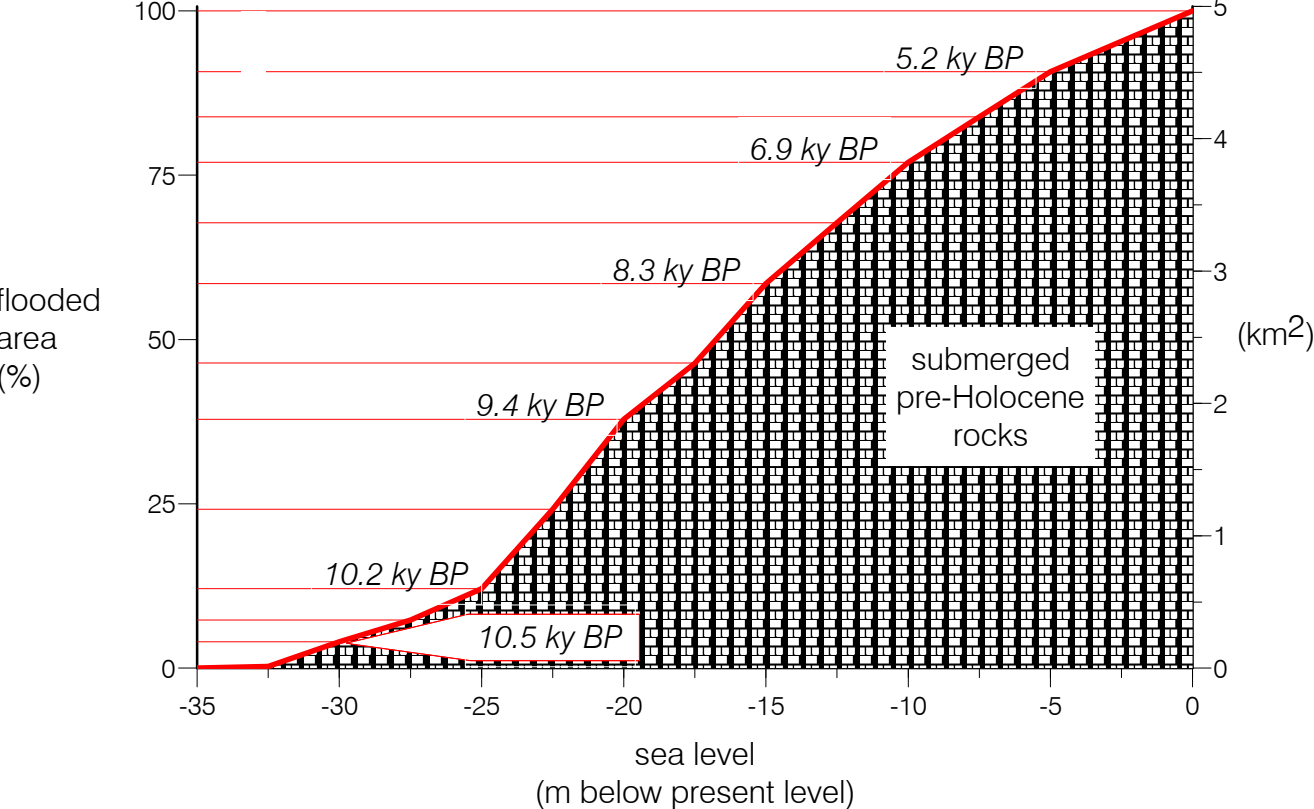


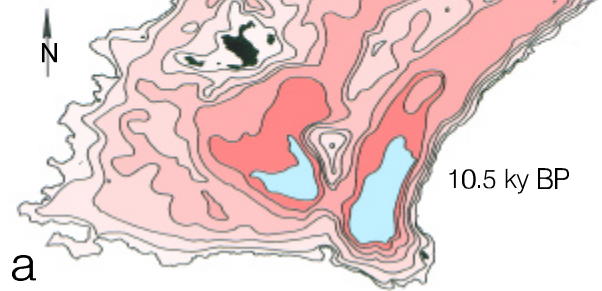
Abb. 24 Paläogeographische Entwicklung des Harrington Sound Basin während der postglazialen Überflutung (blau = überflutete Areale). Zur Vereinfachung der Konstruktion sind holozäne Sedimente unberücksichtigt und der Felssturz am Abbott's Cliff als prä-Holozän dargestellt. Die angegebenen Alter sind ^{14}C -Alter.

Postglacial palaeogeography of Harrington Sound basin

sea level at -30 m:

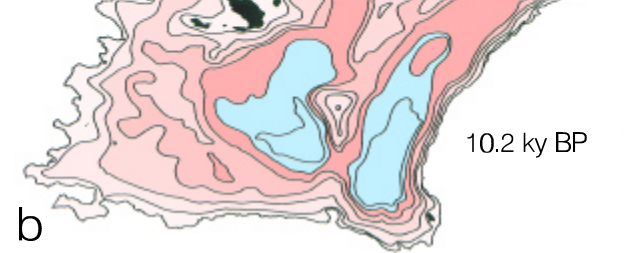
2 freshwater peat marshes
with small ponds

0 500 m



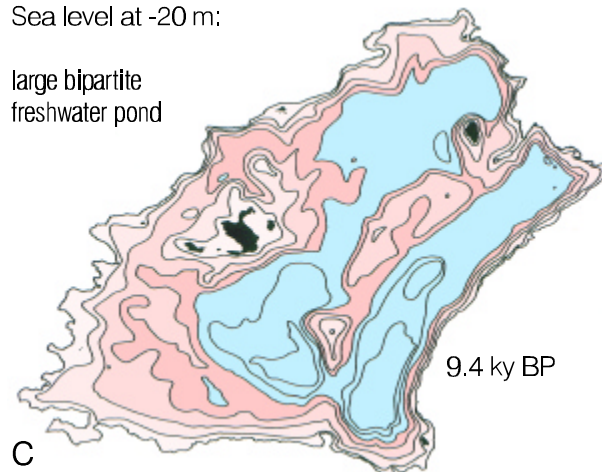
Sea level at -25 m:

≥3 freshwater peat marshes
and ponds



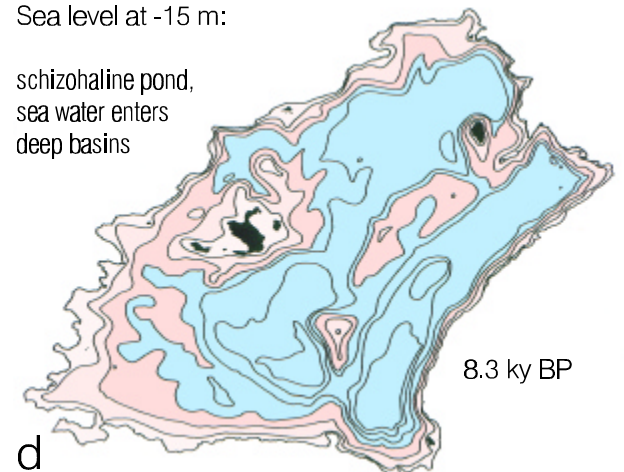
Sea level at -20 m:

large bipartite
freshwater pond



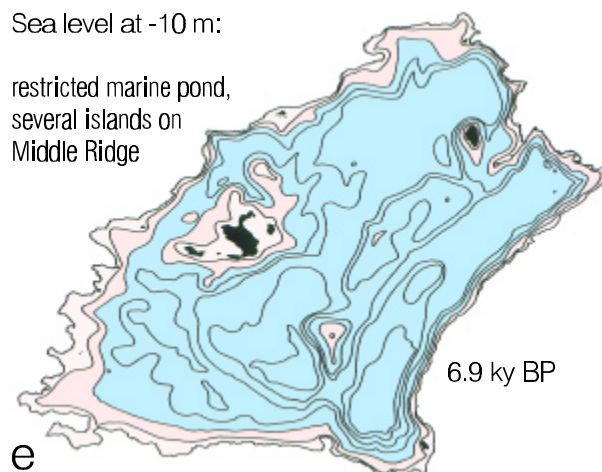
Sea level at -15 m:

schizohaline pond,
sea water enters
deep basins



Sea level at -10 m:

restricted marine pond,
several islands on
Middle Ridge



Sea level at -5 m:

marine pond still without
surficial inlet

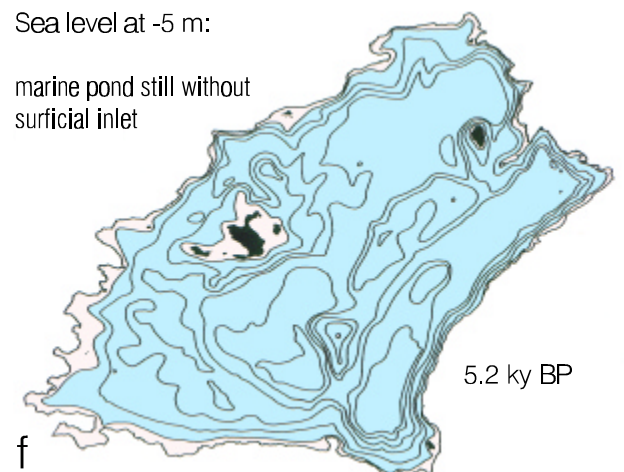


Abb. 25 Häufigkeit und vorherrschende Morphotypen von Diatomeen-Schalen im Kern HS-DH /B, Devil's Hole Basin, Harrington Sound. Der Süßwasser-Abschnitt des Kerns ist frei von silikatischen Resten. Dies geht sicher auf sekundäre Silikatlösung im einstigen Hartwasser-See zurück. Erste größere Mengen von Diatomeen-Schalen, z.T. noch Süßwasser-Formen, treten in der höchsten *Hydrobia*-Mudde und in den basalen Laminiten auf, sind aber meist stark korrodiert. Oberhalb 4 m Kerntiefe nehmen Zahl und Formenvielfalt der marinen Formen erst zu, im obersten Teil dann wieder ab.

Abundance of diatom valves core HS-DH /B

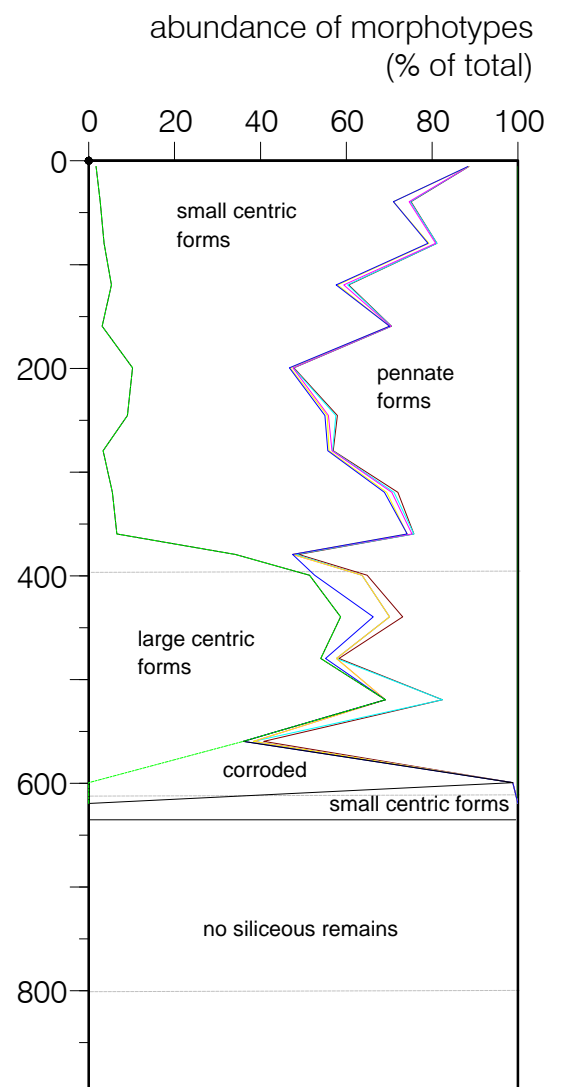
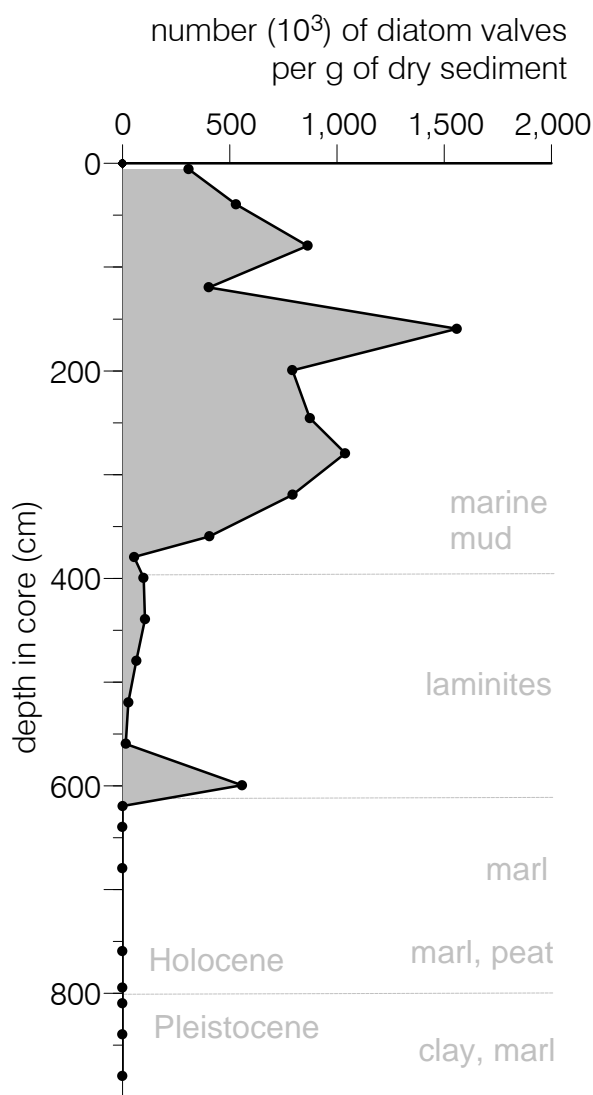


Abb. 26 Zeitliche Variation der Couplet-Mächtigkeiten (hell-dunkel-Paare) in der Laminit-Fazies des Kerns HS-DH /B, Devil's Hole Basin, Harrington Sound. Die Mächtigkeiten schwanken zyklisch. Überlagert ist ein Trend zu höheren Mächtigkeiten nach oben im Kern. Scheinbar besonders mächtige couplets (im rechten Diagramm als senkrechte Abschnitte erkennbar) sind in Wirklichkeit unlaminierte Intervalle; diese Abschnitte wurden bei der Spektralanalyse möglichst vermieden.

Links: Mächtigkeiten aufgetragen gegen die Nummer des couplets (Zählung von oben im Kern beginnend).

Rechts: Nummer des couplets aufgetragen gegen die Tiefe im Kern.

Couplet thickness and sediment build-up laminites in Devil's Hole Basin, Harrington Sound

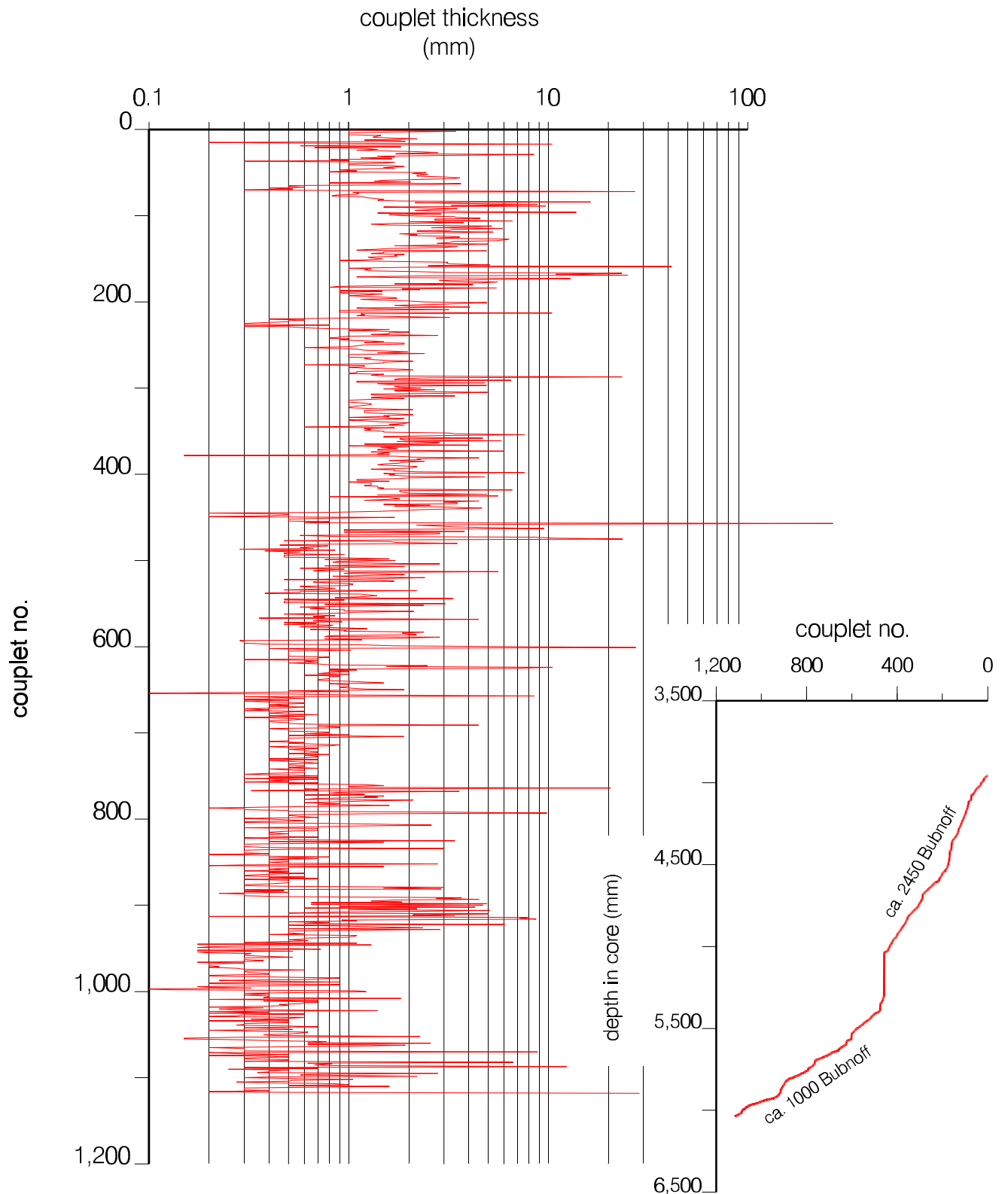
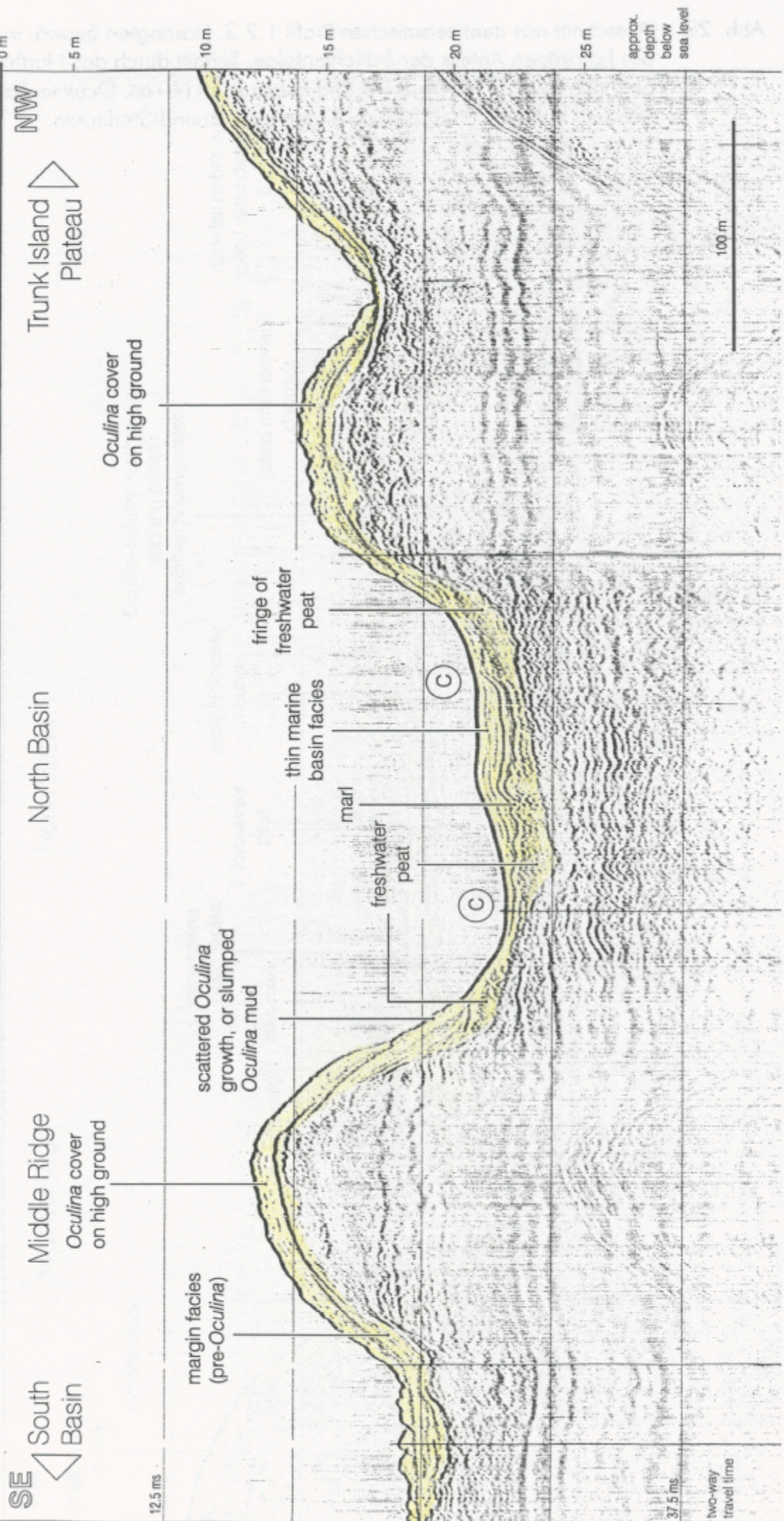


Abb. 27 Ausschnitt aus dem seismischen Profil 1.2.2, Harrington Sound, mit Interpretation des holozänen Anteils der Schichtenfolge. Deutlich treten die hohen Mächtigkeiten von *Oculina*-Fazies auf den Rücken zwischen 10 und 18 m Wassertiefe und die Gebiete mit kondensierter Abfolge (periphere Tröge, ©) im North Basin hervor.

Harrington Sound seismic section 1.2.2



SE South Basin

Middle Ridge
Oculina cover
on high ground

North Basin

Trunk Island Plateau

NW

margin facies
(pre-Oculina)

scattered Oculina
growth, or slumped
Oculina mud

freshwater
peat

marl

thin marine
basin facies

fringe of
freshwater
peat

Oculina cover
on high ground

0 m

- 5 m

- 10 m

- 15 m

- 20 m

- 25 m

approx.
depth
below
sea level

100 m

12.5 ms

37.5 ms

two-way
travel time

Abb. 28 Ausschnitt aus dem seismischen Profil 1.2.3, Harrington Sound, mit Interpretation des holozänen Anteils der Schichtenfolge. Schnitt durch das North Basin, mit peripherem Trog (©) im S-Teil und Felssturz im N-Teil. *Oculina*-Fazies liegt auf früh im Holozän in den Becken angelegten mound-Strukturen.

SE

shallow sandy drape

Oculina slope

12.5 ms

◁ Middle Ridge

North Basin

NW

0 m

5 m

10 m

15 m

20 m

25 m

approx. depth below sea level

Oculina-settled hummocks sticking out of subthermocline water

rock-fall debris and jolted older deposits

jolted pre-Holocene deposits

early Holocene mounds

freshwater peat

thin marine basin facies

lake marl

unconformity

freshwater peat

C

27.5 ms

two-way travel time

100 m

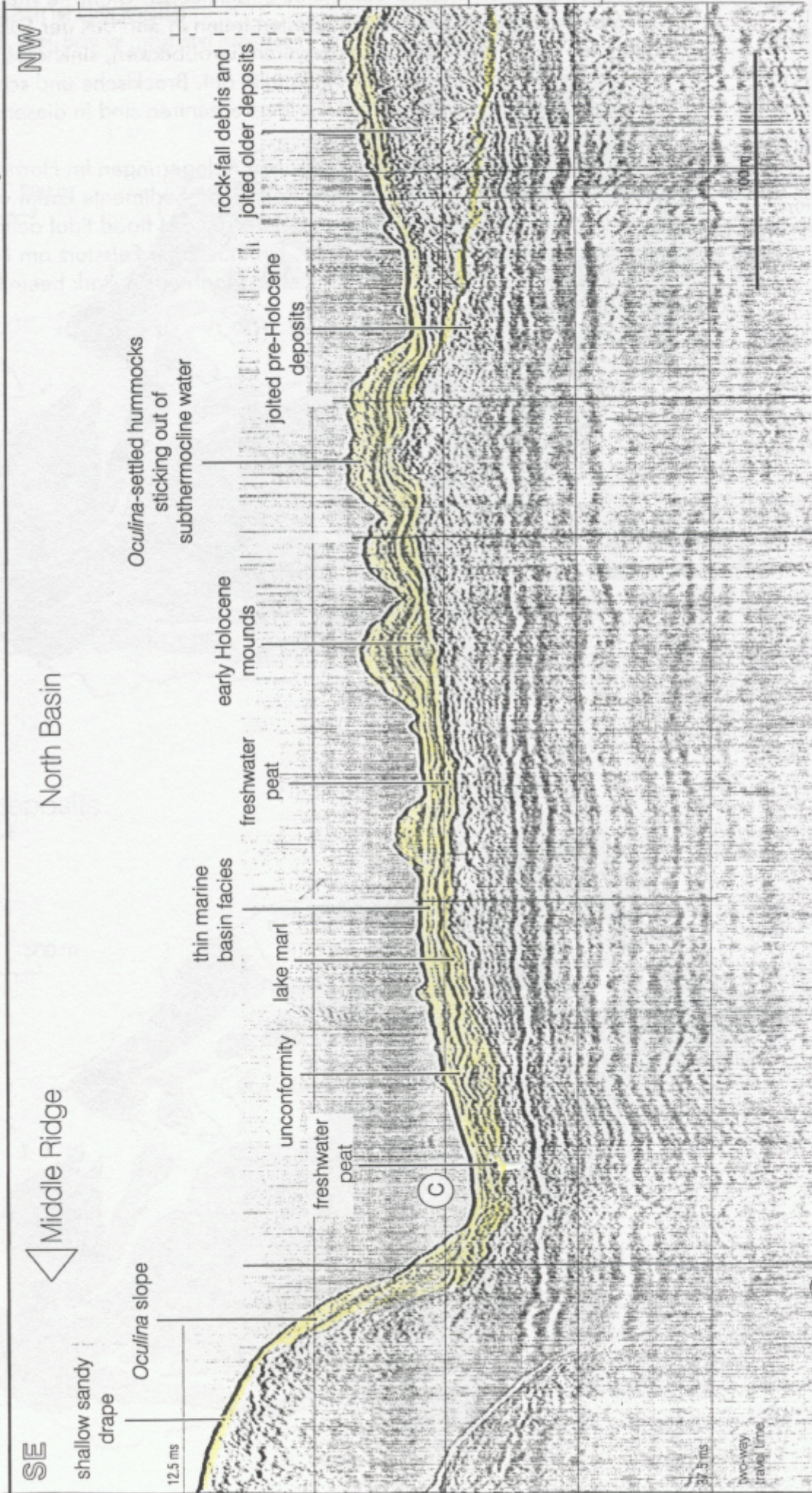


Abb. 29 Harrington Sound, Isopachenkarten holozäner Sedimente.

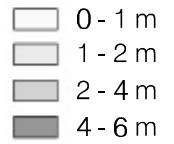
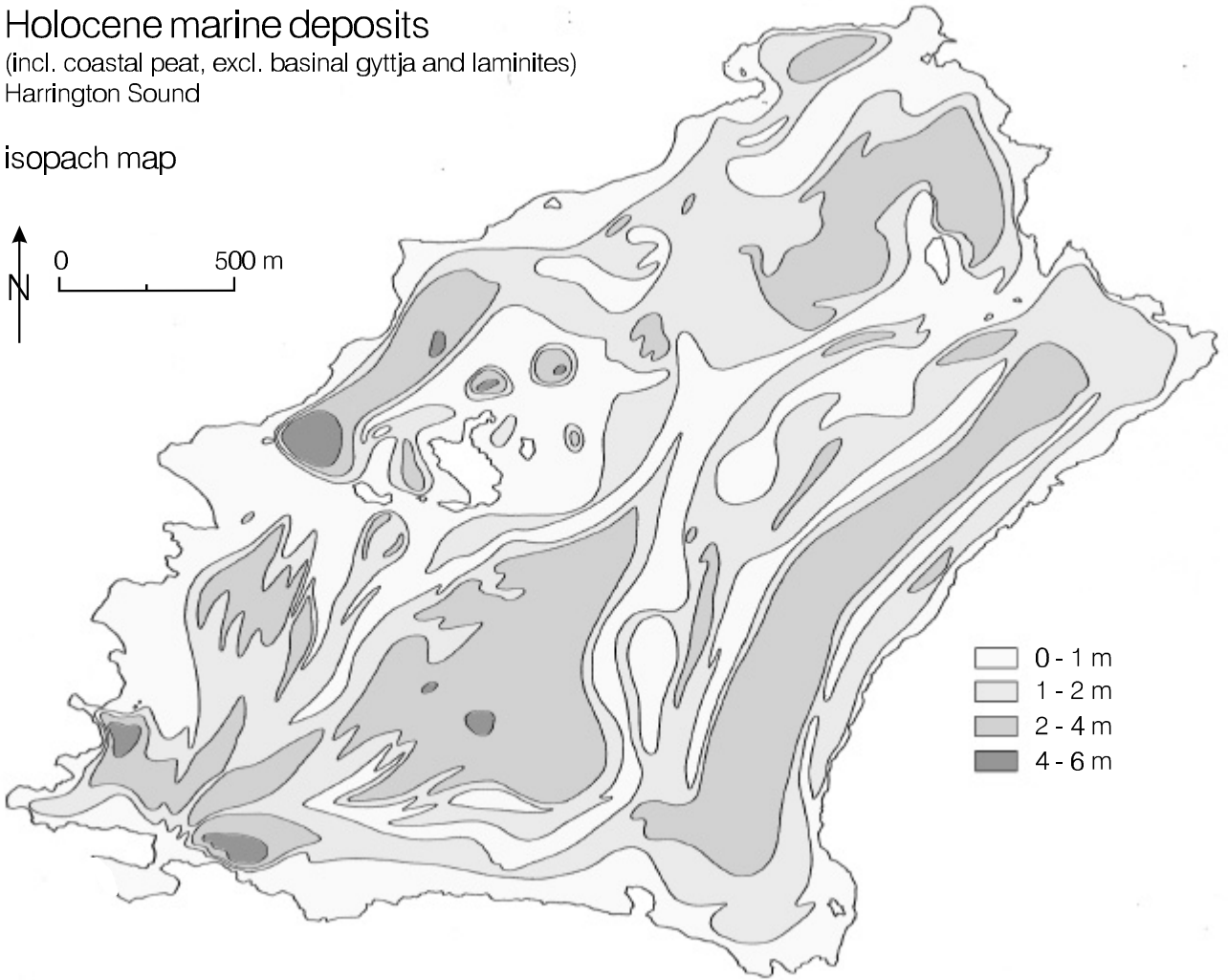
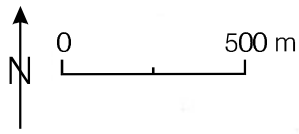
Oben: Mächtigkeit mariner Sedimente einschließlich Ufertorfe wie z.B. Mangrovetorf. Die größten Mächtigkeiten treten in den aus der Süßwasser-Phase bekannten Ablagerungszentren (Großbecken, sinkholes) und in dem sehr jungen flood tidal delta vor Flatt's Inlet auf. Brackische und schizohaline organische Mudden und Laminite der Beckenzentren sind in dieser Karte nicht erfaßt.

Unten: Gesamtmächtigkeit der holozänen Ablagerungen im Harrington Sound. Das pleistozäne Relief wird durch die holozänen Sedimente kaum verhüllt. Der durch Korallenwachstum überprägte tiefere Teil des flood tidal deltas baute sich bisher wenig in das Patton's Basin vor. Ein mächtiger Felssturz am Nordufer hat die holozäne Sedimentation im nördlichen North Basin stark beeinflußt.

Holocene marine deposits

(incl. coastal peat, excl. basal gytja and laminites)
Harrington Sound

isopach map



Holocene deposits

Harrington Sound

isopach map

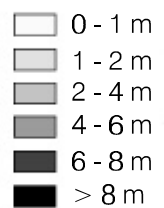
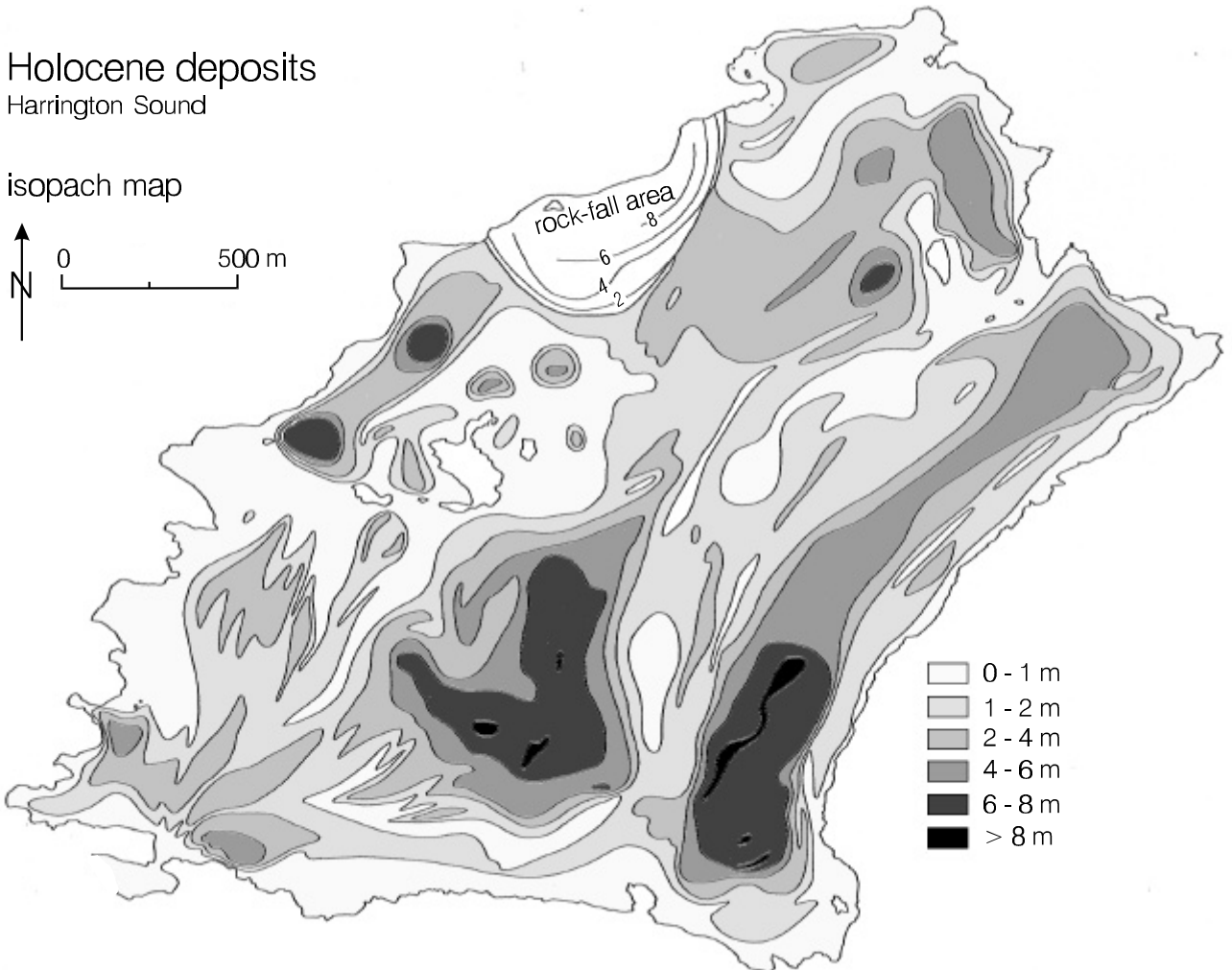
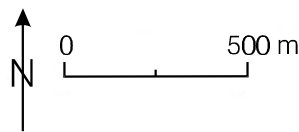
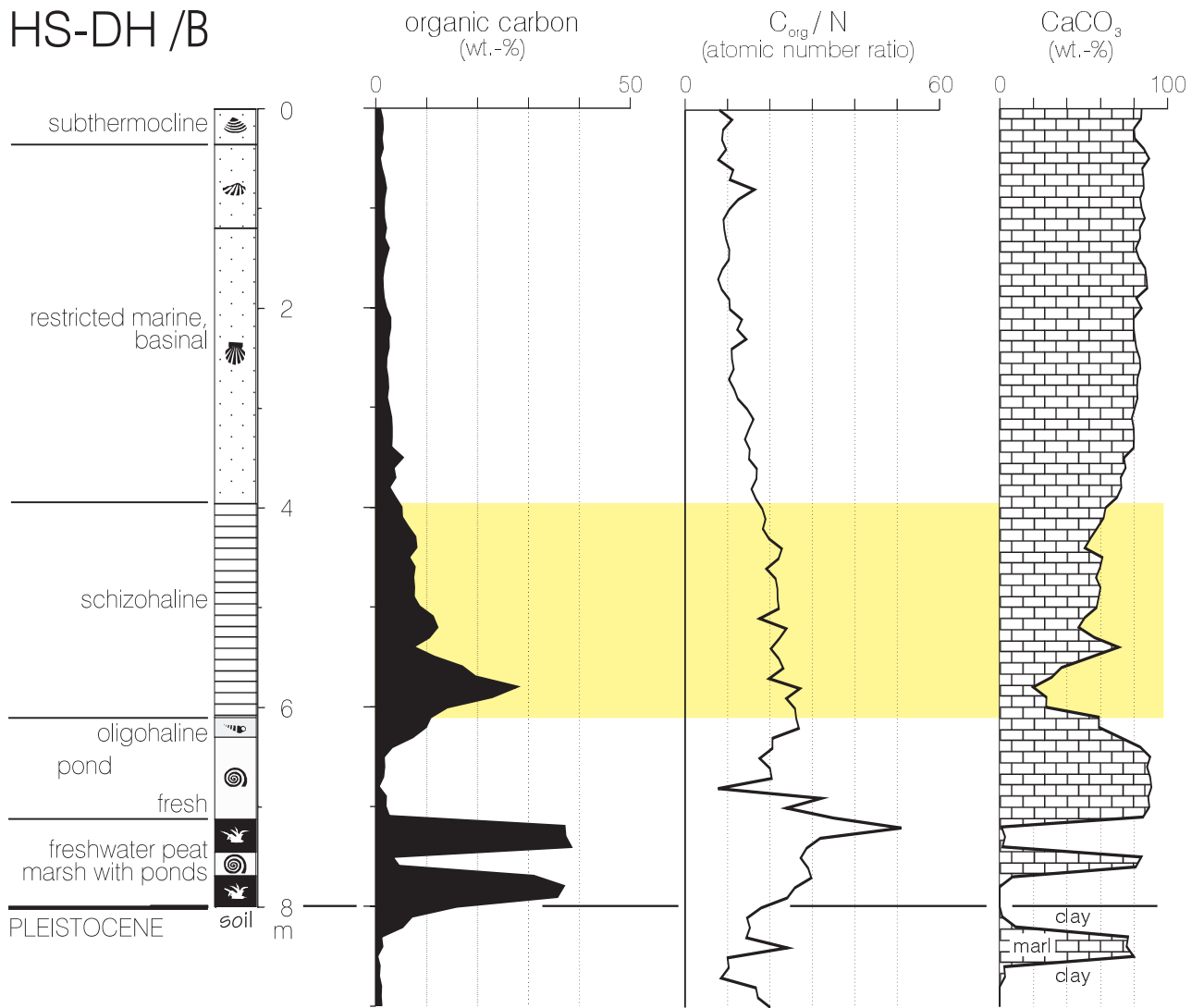


Abb. 30 C/N-Verhältnisse (organische Substanz) und Karbonat in Sedimenten aus dem Harrington Sound (Gesamtsediment, Kerne HS-DH /B, HS-CB 05 /2). Die höchsten C/N-Verhältnisse werden im Süßwasser-Torf erreicht. Im Devils' Hole Basin kennzeichnen übergeordnete Trends zu geringen Gehalten an organischem Kohlenstoff, kleinen C/N-Verhältnissen und zunehmenden Karbonat-Gehalt die Entwicklung nach dem Einsetzen der Laminite. Im Kern HS-CB 05 /2 verändern sich die C/N-Werte dagegen abrupt mit dem Einsetzen von Seekreide.

HS-DH /B



HS-CB 05 /2

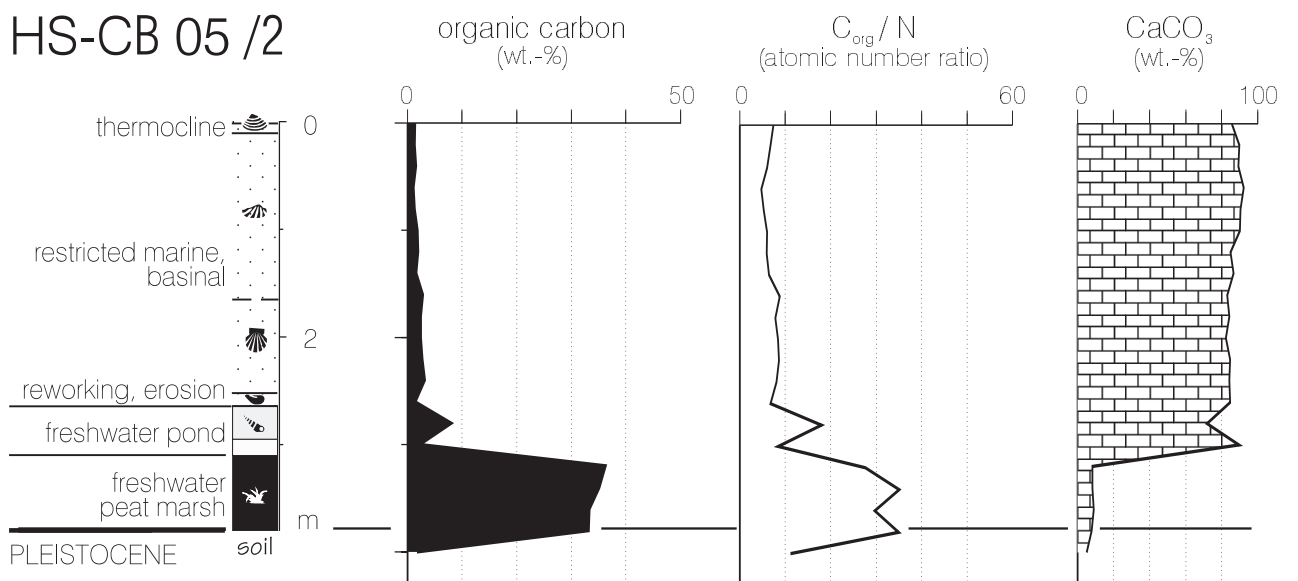
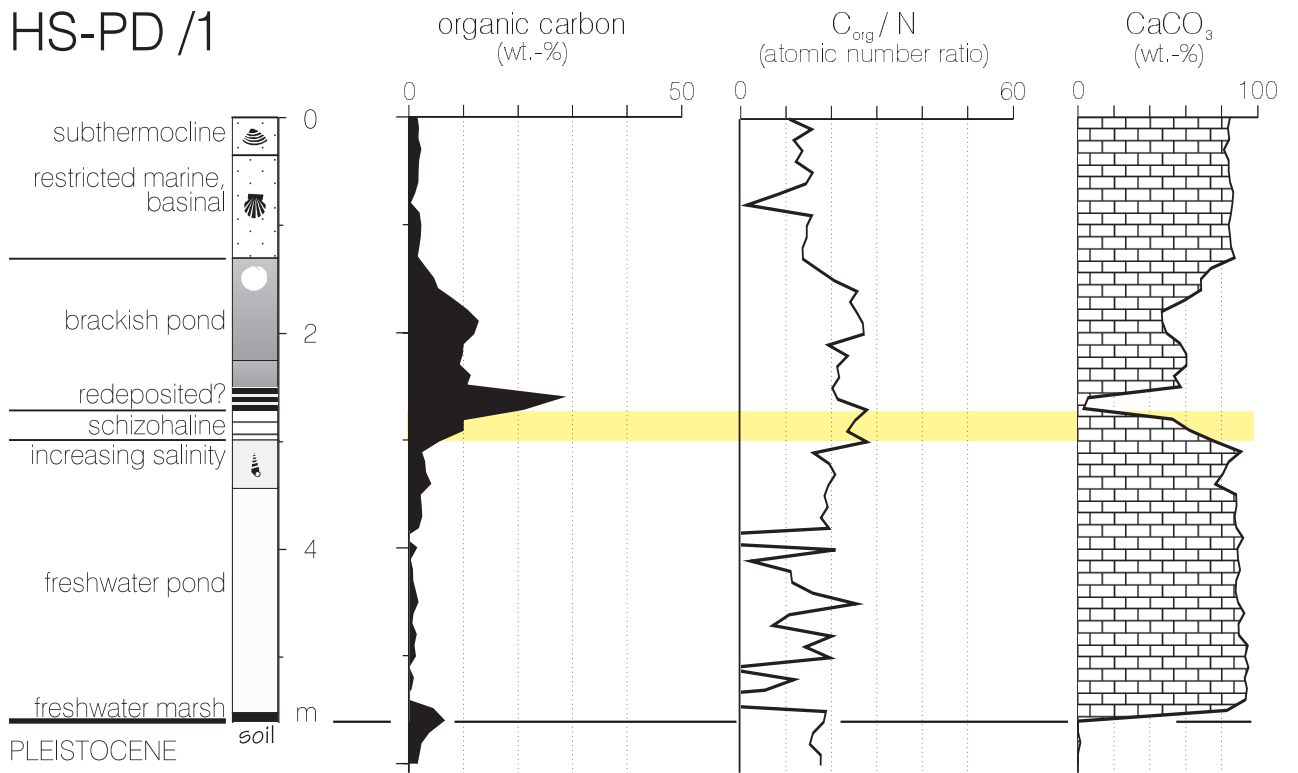


Abb. 31 C/N-Verhältnisse und Karbonatgehalt in Sedimenten aus dem Harrington Sound (Gesamtsediment, Kerne HS-PD /1, HS-SP 04). Süßwassertorfe und organische Mudden (schizohalin, brackisch) zeigen die höchsten Gehalte an organischem Kohlenstoff und die höchsten C/N-Verhältnisse. Auch am Rand des Devil's Hole Basin (HS-SP 04) zeigen sich nahezu kontinuierliche Übergänge von den Laminiten zur *Argopecten*-Fazies. Im Patton's Basin dagegen kehrt sich die Entwicklung kurzfristig noch einmal um (Kern HS-PD /1 bei 2,0 m Kerntiefe). Extrem niedrige C/N-Werte < 5 sind nicht real, sondern ein Artefakt der Methode.

HS-PD /1



HS-SP 04

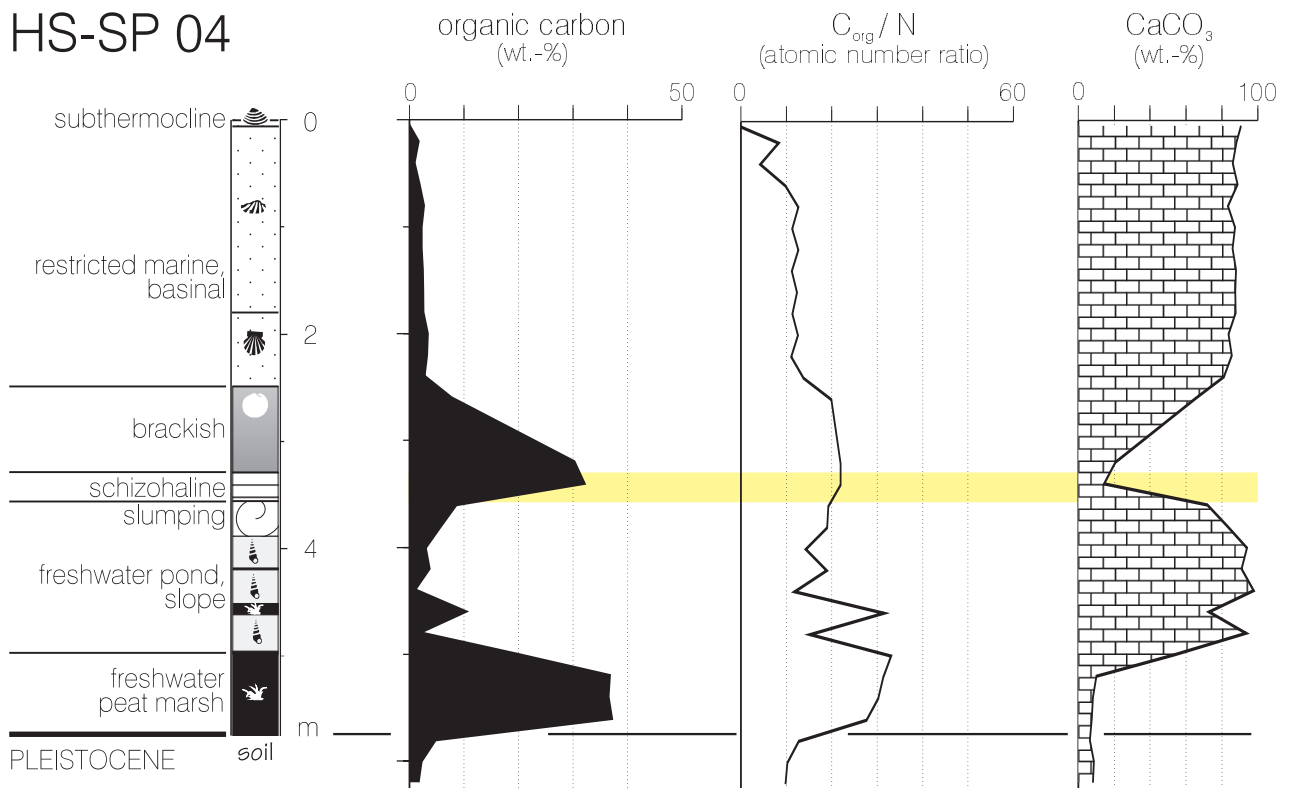
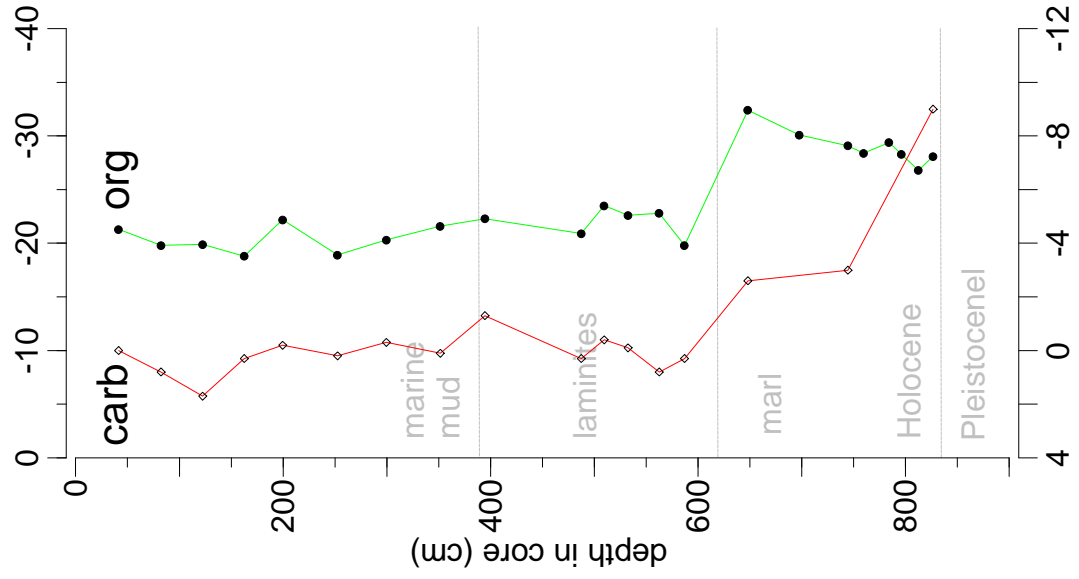
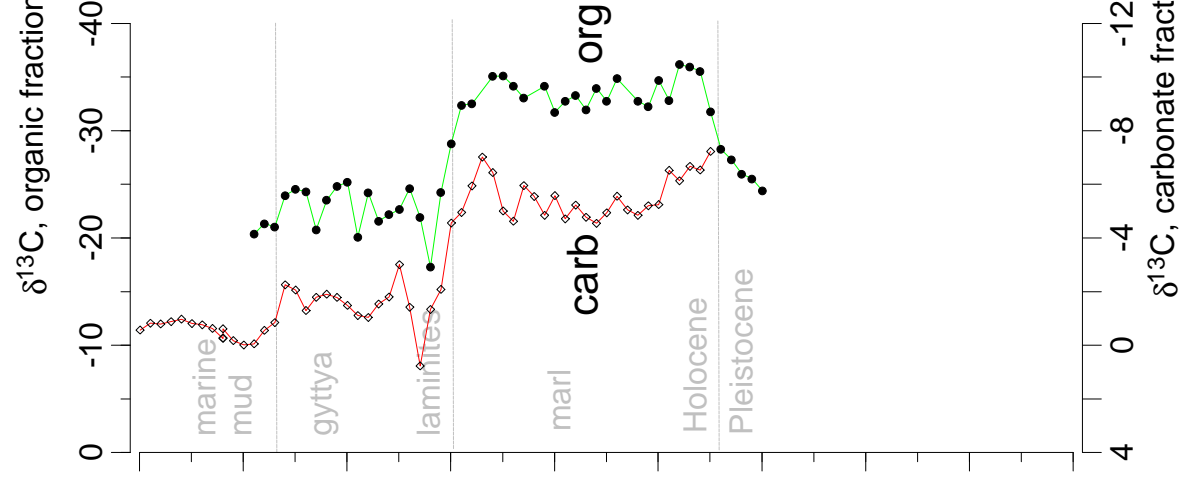


Abb. 32 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von organischer und karbonatischer Fraktion des Gesamtsediments im Harrington Sound (x-Achsen invers). Die Kurven für die beiden Fraktionen laufen annähernd parallel, wenn auch mit unterschiedlicher Amplitude: mit Einsetzen der Laminiten verschieben sich die Isotopenverhältnisse zu höheren, annähernd marinen Werten. An den Extremwerten der Kurven läßt sich gut eine leichte Phasenverschiebung zwischen den beiden Fraktionen erkennen: Signale der organischen Fraktion eilen den entsprechenden Signalen der karbonatischen Fraktion geringfügig voraus. Dies deutet auf Remineralisierung organischen Kohlenstoffs im Oberflächensediment.

HS-DH₉₋₉₋₁₉₇₅



HS-PD /1



HS-CB 05

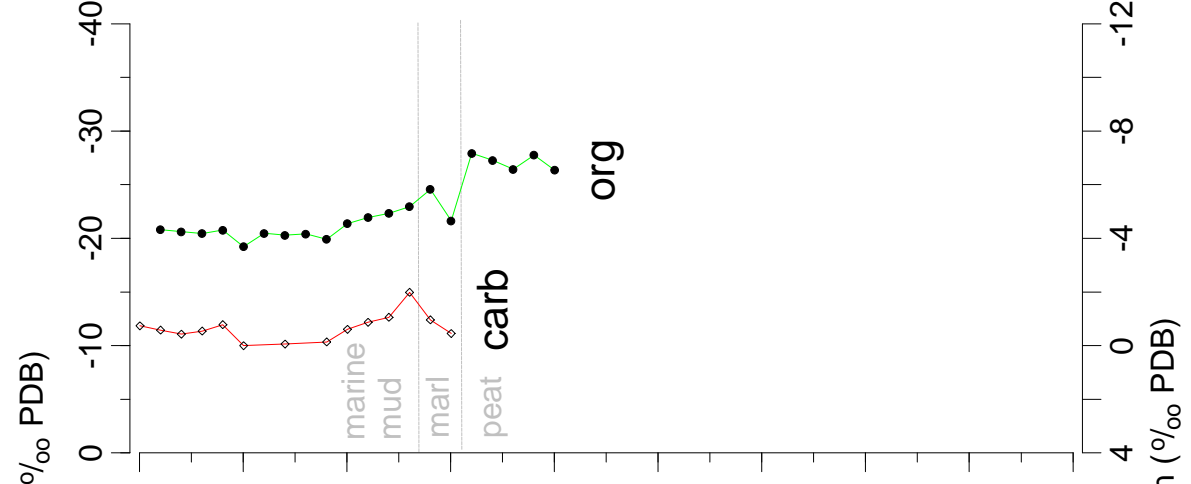


Abb. 33 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat im Harrington Sound (x-Achsen invers). Der Kurvenverlauf ist in den eng beprobten Kernen HS-DH /B und HS-PD /1 generell ähnlich: an der Basis der Laminite verspringen die Isotopen-Verhältnisse um rund 4 ‰ zu schwereren, annähernd marinen Werten. Im untersten Teil der Laminit-Folge zeigen die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven eine scharfe Exkursion zu Werten größer als +4 ‰. Kern HS-SP 04 zeigt ähnlich verlaufende δ -Werte, hat aber wegen der weitständigeren Beprobung vermutlich nicht alle Extremwerte erfaßt. Die Ursachen der starken Schwankungen im Seekreide-Intervall dieses Kerns sind unklar. Im Kern HS-CB 05 /2 fehlen Laminite und brackische organische Mudden. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der spätpleistozänen *Planorbis*-Seekreide im Kern HS-DH /B sind deutlich niedriger als die der holozänen Seekreide.

HS-DH /B

HS-PD /1

HS-SP 04

HS-CB 05 /2

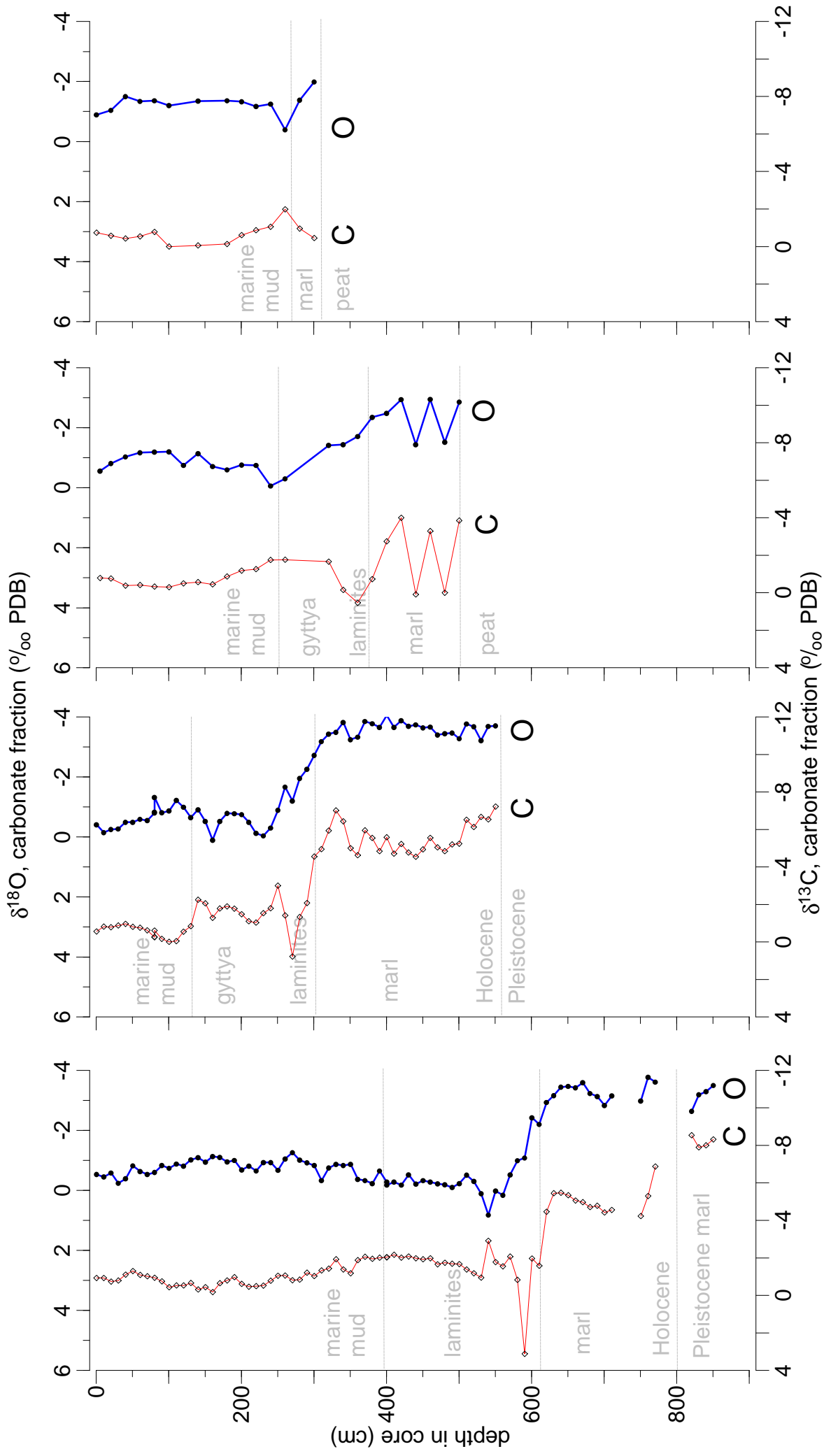


Abb. 34 $\delta^{13}\text{C}$ - versus $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat in Sedimenten aus dem Harrington Sound, unterschieden nach Fazies. *Planorbis*-Seekreide und marine Fazies besetzen unterschiedliche Felder im Diagramm. Laminite und vor allem *Hydrobia*-Mudde streuen stark und verbinden die beiden Felder. Karbonat aus pleistozänen Böden zeigt eine deutlich andere Isotopensignatur.

Stable isotope values bulk carbonate

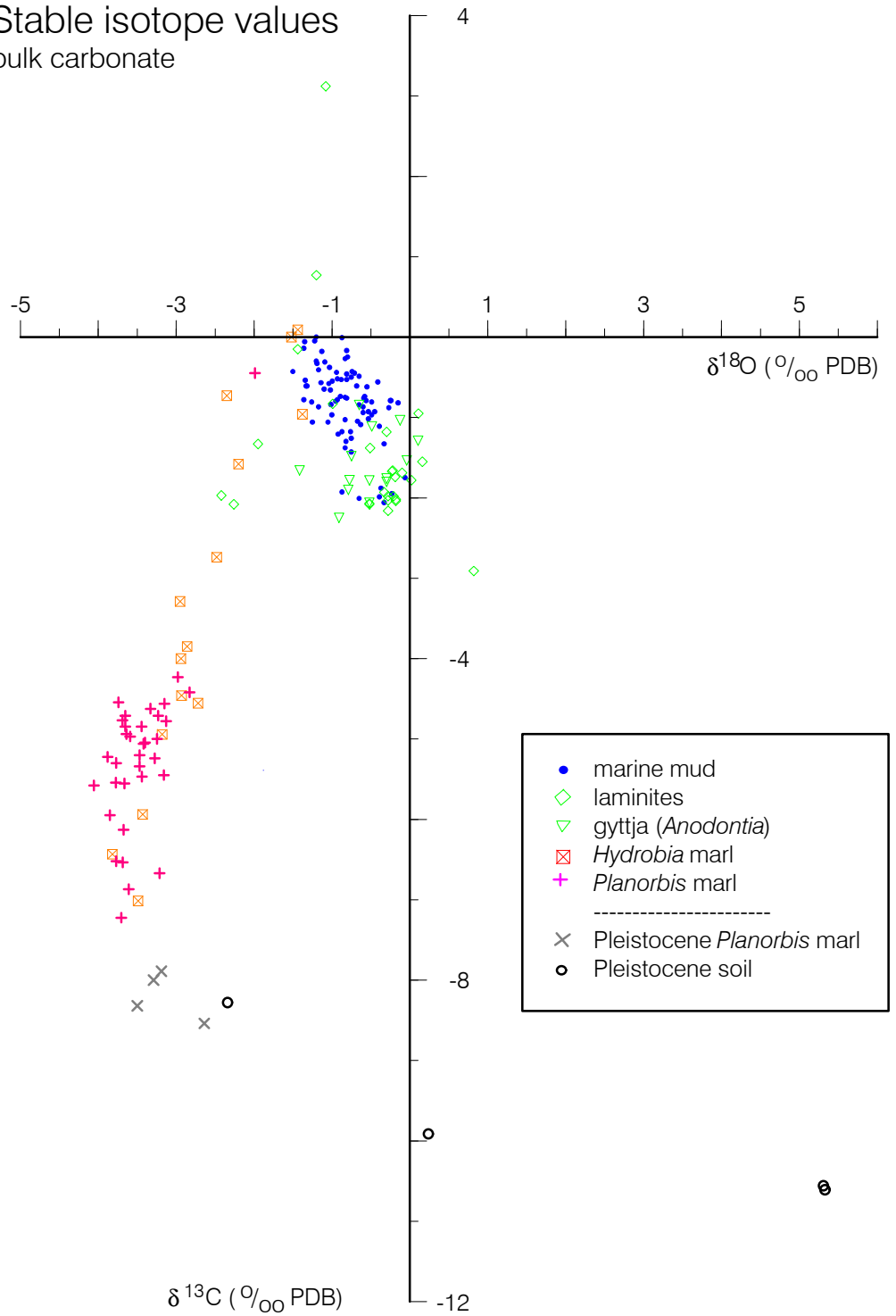


Abb. 35 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Gesamtkarbonat in der Laminit-Fazies des Devil's Hole Kerns HS-DH /B aus dem Harrington Sound (Mikroprofil, x-Achsen invers). Die Extremwerte der beiden Isotopenkurven fallen zwar häufig mit dunklen Laminae zusammen, lassen aber keinen konsistenten Trend erkennen. Die beiden Kurven sind oft annähernd gegenläufig. Linke Seite: Radigraphie; rechte Seite: Kernfoto. Die im Kernfoto dunklen Lagen sind vermutlich die Winterlagen.

Stable isotope values on bulk carbonate (laminites in Devil's Hole Basin, Harrington Sound)

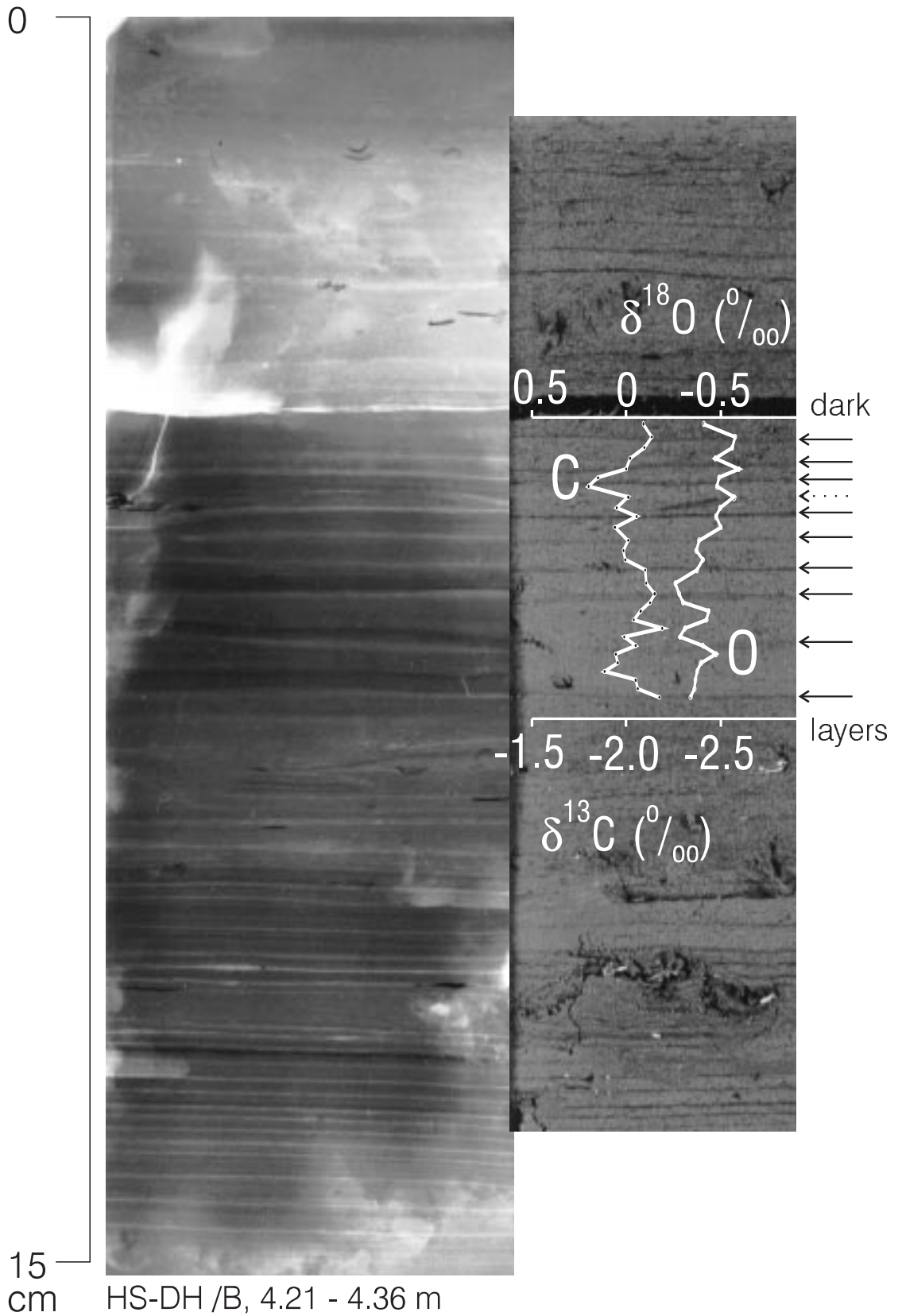


Abb. 36 Typische Isotopen-Zusammensetzung ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) von Organismen und Sedimenten.

Oben: $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von (A) höheren Pflanzen und autotrophen Mikroorganismen, (B) organischer Substanz in marinen Karbonaten, (C) organischer und karbonatischer Sedimentfraktion in zwei hypersalinen Milieus mit Mikrobenmatten (aus Schidlowski et al. 1984). Die extrem schweren Werte des Spektrums methanproduzierender Bakterien werden unter natürlichen Bedingungen nicht erreicht.

Unten: Verteilung von $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten in unterschiedlichen Typen mariner Karbonate (aus Milliman 1974).

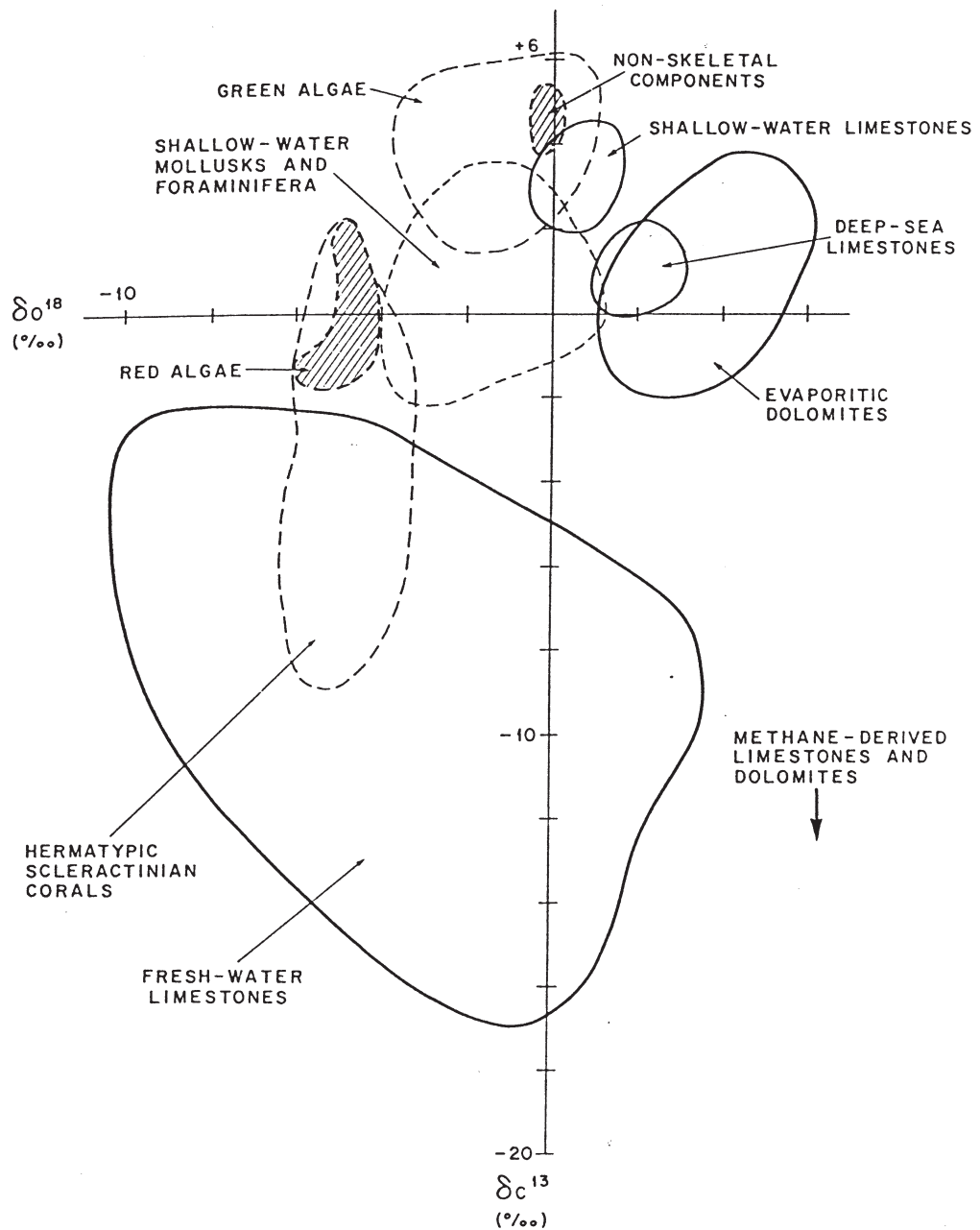
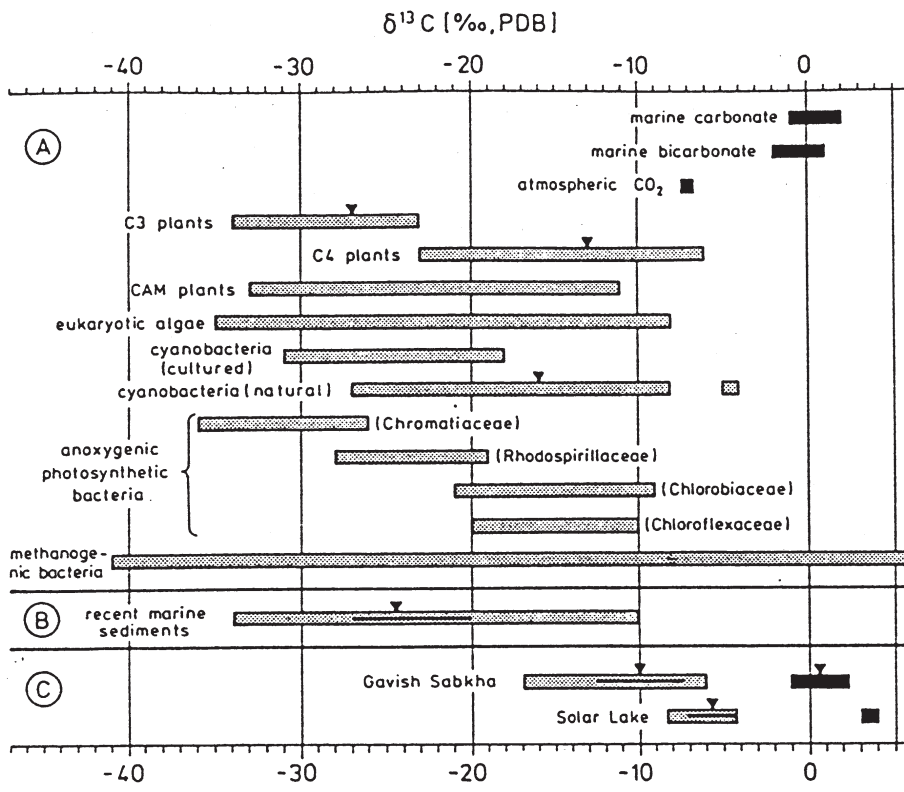


Abb. 37 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Devil's Hole Kern HS-DH /B aus dem Harrington Sound (x-Achse invers). Augenfällig sind die mit dem Einsetzen der Laminite rasch ansteigenden Werte bei *Hydrobia* und die zahlreichen Schwankungen geringer Amplitude, bei gleichbleibendem Mittelwert, im marinen Abschnitt. Die stärkeren Schwankungen in den obersten 50 - 70 cm gehen vermutlich auf den allmählichen Durchbruch von Flatt's Inlet zurück. Weitere Diskussion im Text.

Stable oxygen isotopes in benthic forams, mollusks, Charophyte tubules

core HS-DH /B

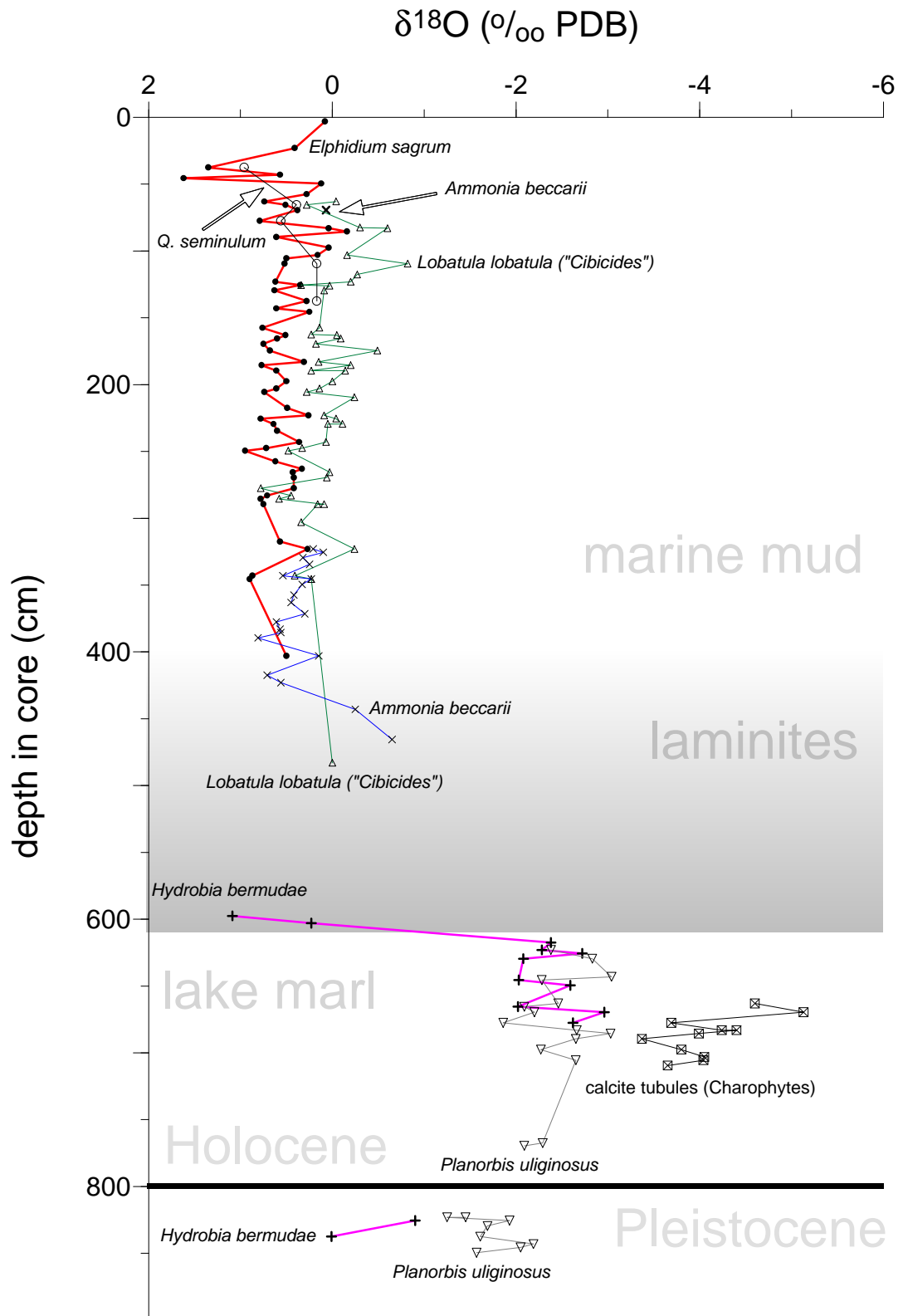


Abb. 38 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Devil's Hole Kern HS-DH /B aus dem Harrington Sound (x-Achse invers). Die Trends sind ähnlich wie bei der Sauerstoffisotopen-Kurve. Rascher noch als bei jener stellen sich bei *Elphidium sagrum* mit dem Durchbrechen von Flatt's Inlet Isotopenwerte nahe 0 ‰ ein. Weitere Diskussion im Text.

Stable carbon isotopes in benthic forams, mollusks, Charophyte tubules

core HS-DH /B

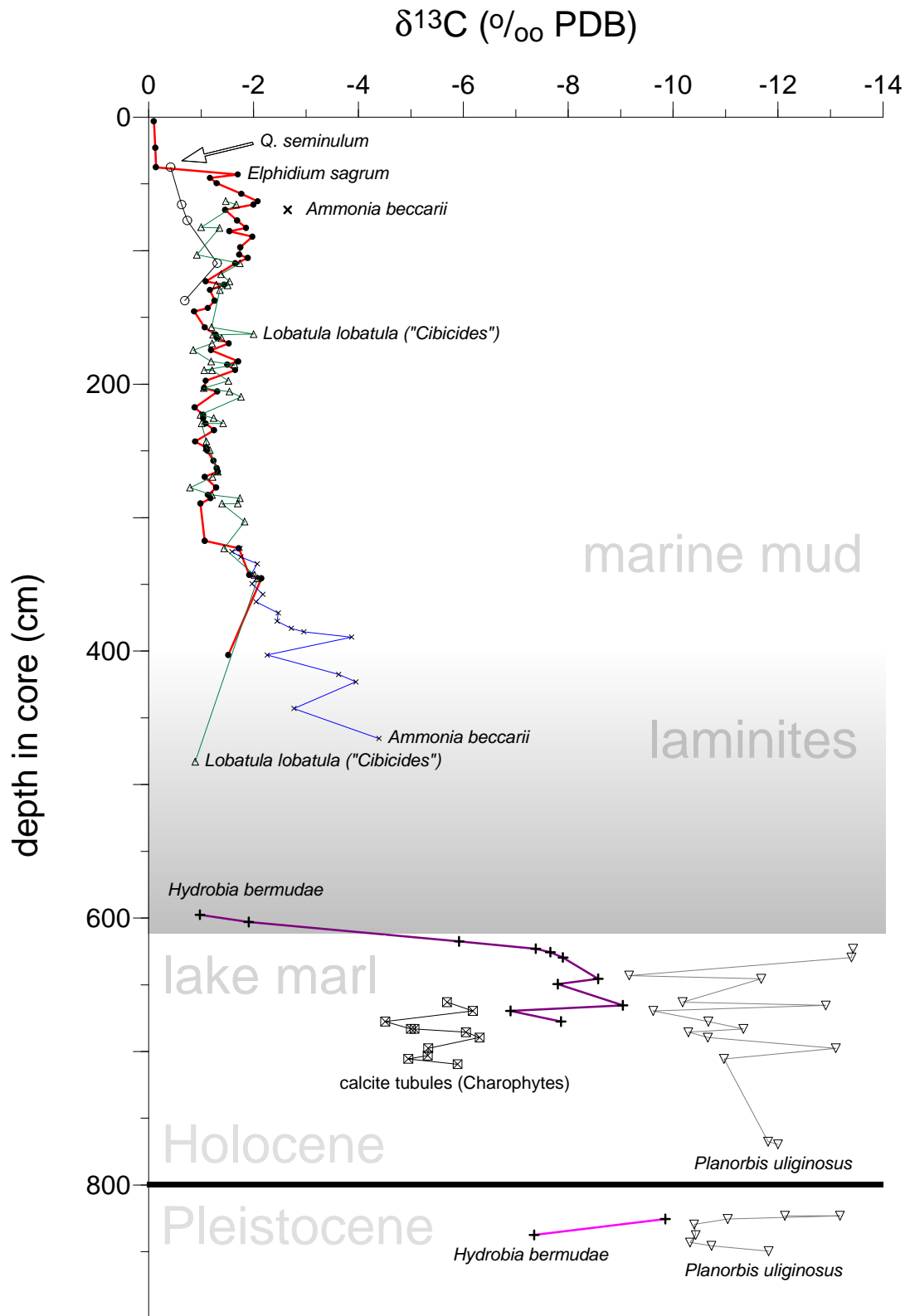


Abb. 39 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Kern HS-HI 02 aus dem sink-hole im North Basin des Harrington Sound (x-Achse invers). Die hohen Werte für *Planorbis* an der Basis der Seekreide könnten auf stärkere kinetische Fraktionierung infolge höherer Evaporation, auf eine andere Pflanzengemeinschaft oder auf besondere diagenetische Prozesse im Sediment dieses tiefen lokalen Beckens zurückgehen. Für ersteres spräche die zunächst geringe Wassertiefe und Ausdehnung des ursprünglich isolierten Sees. Auch eine lokal andere Lebensweise von *Planorbis* kann nicht ausgeschlossen werden, d.h. Mikrohabitat-Effekte könnten eine Rolle spielen. Weitere Diskussion im Text.

Stable oxygen isotopes in benthic forams, mollusks, Charophyte tubules

core HS-HI 02

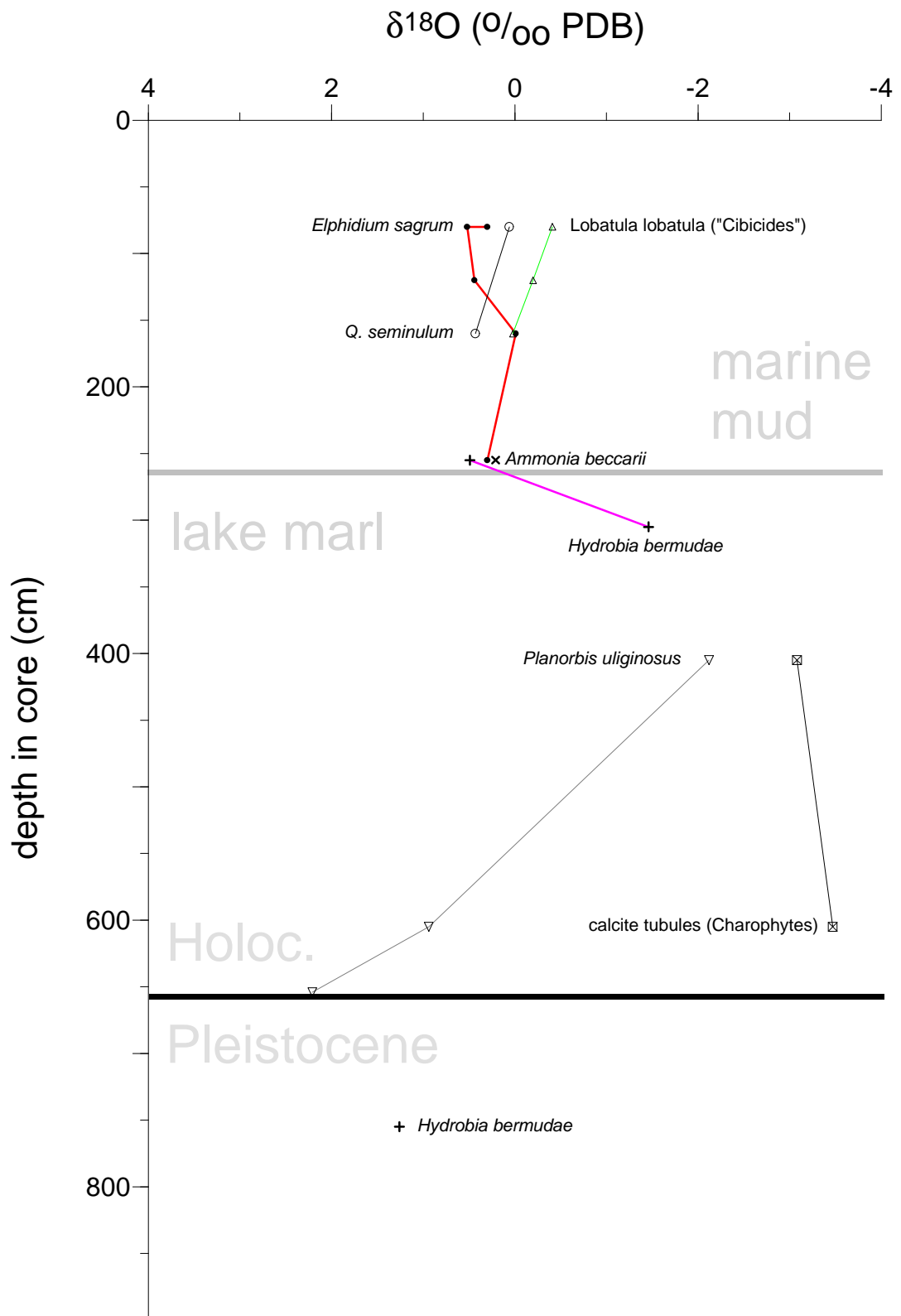


Abb. 40 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Kern HS-HI 02 aus dem sink-hole im North Basin des Harrington Sound (x-Achse invers). Keine auffälligen Unterschiede zu den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Komponenten in den anderen beiden analysierten Kernen. Weitere Diskussion im Text.

Stable carbon isotopes in benthic forams, mollusks, Charophyte tubules

core HS-HI 02

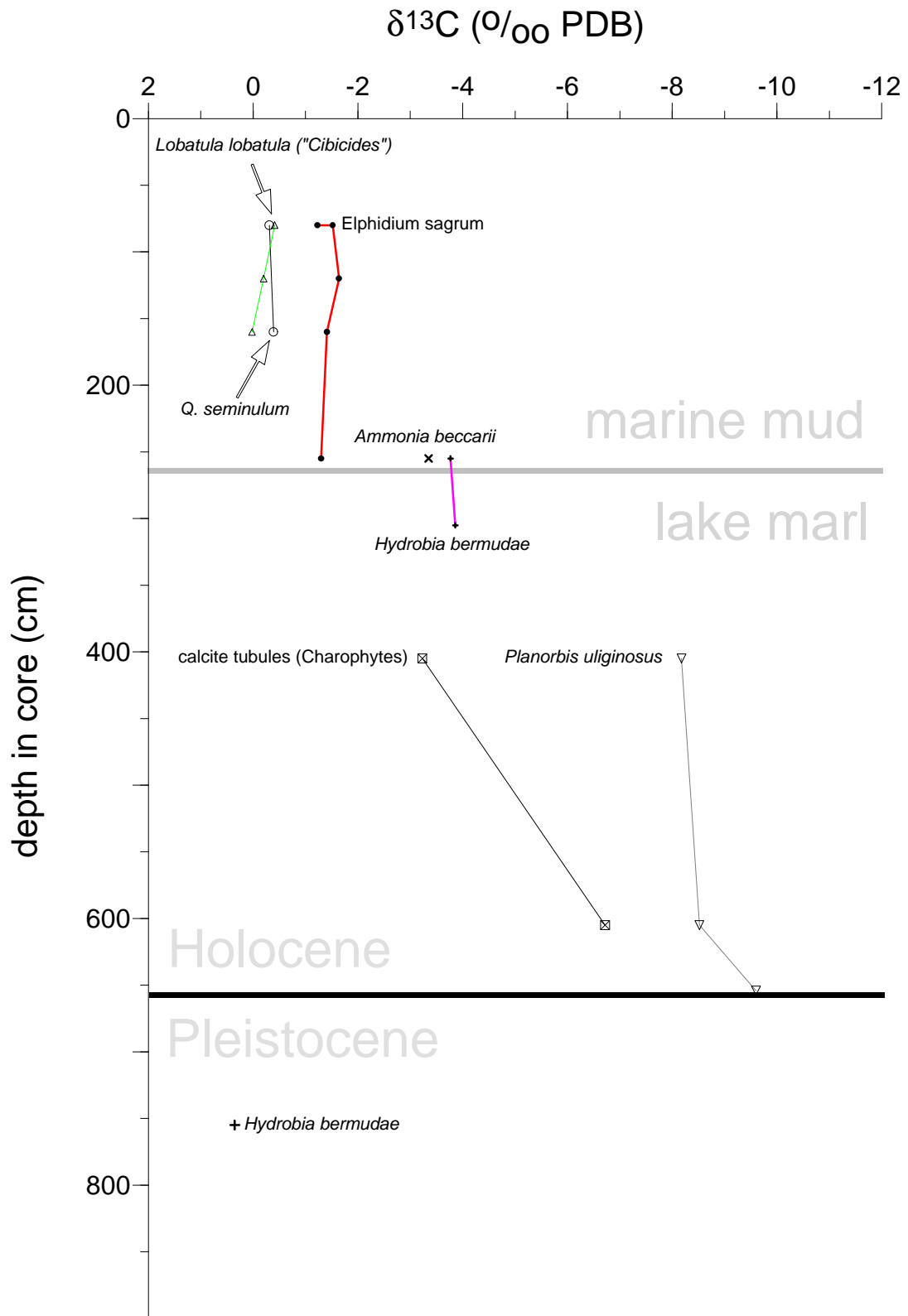


Abb. 41 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Patton's Basin Kern HS-PD /1 aus dem Harrington Sound (x-Achse invers). Auffällig sind die gegenläufigen Trends bei *Planorbis* und *Hydrobia* am Ende des Süßwasser-Stadiums. Dies legt nahe, daß *Planorbis* dem vordringenden Salzwasser auswich, z.B. durch epiphytische Lebensweise (Makrophyten) in der zunächst wohl wenig salzhaltigen Oberflächenschicht. Weitere Diskussion im Text.

Abb. 42 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte karbonatischer Komponenten im Patton's Basin Kern HS-PD /1 aus dem Harrington Sound (x-Achse invers). Die Unterschiede zwischen den Werten für *Ammonia* und *Elphidium* deuten auf Mikrohabitat-Effekte. Weitere Diskussion im Text.

Stable carbon isotopes in benthic forams, mollusks, Charophyte tubules

core HS-PD /1

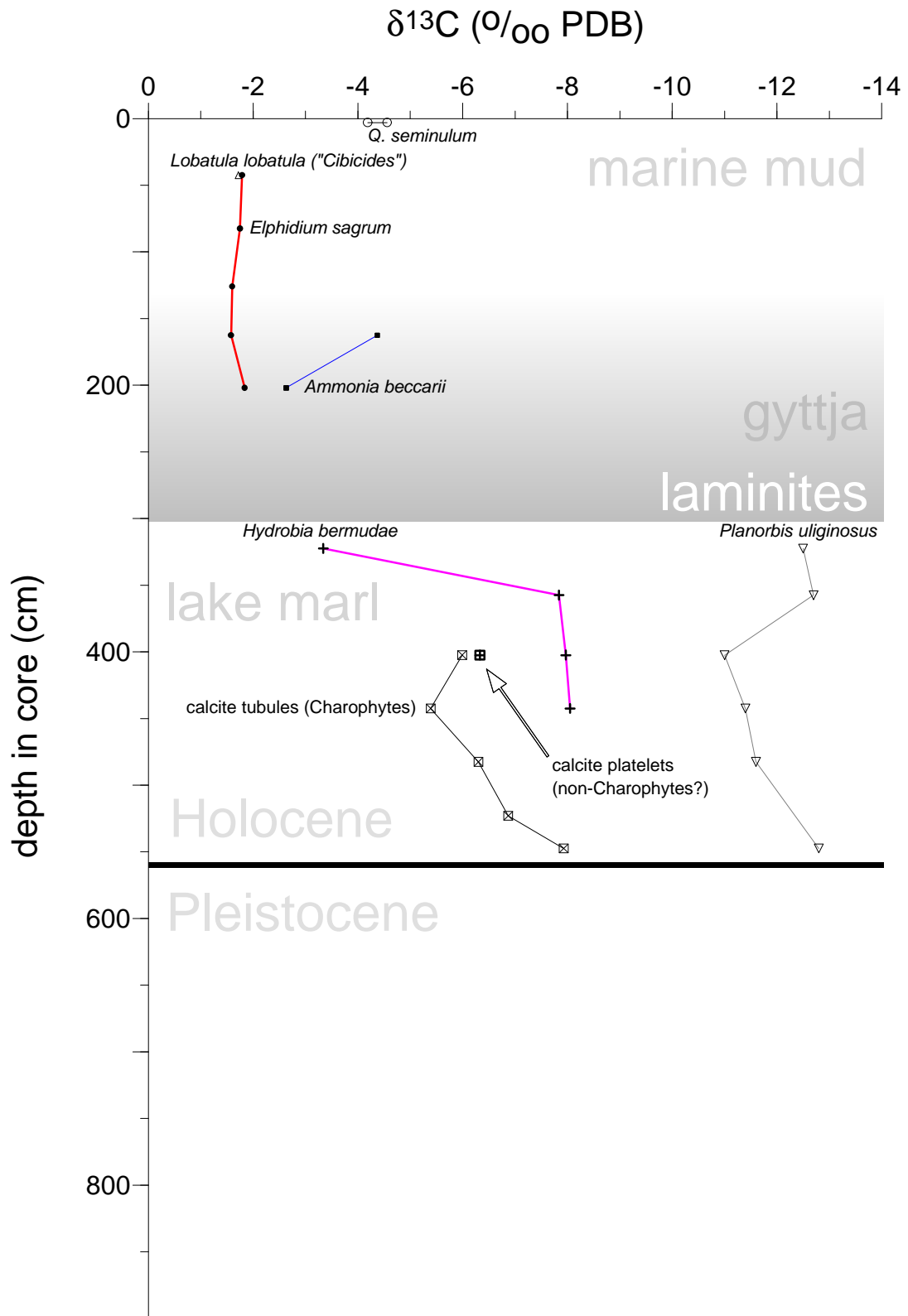


Abb. 43 $\delta^{13}\text{C}$ - versus $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von karbonatischen Komponenten in gekernten Sedimenten aus dem Harrington Sound. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Foraminiferen *Lobatula lobatula* und *Elphidium sagrum* besetzen dasselbe Intervall; die Gehäuse beider Arten dürften annähernd im isotopischen Gleichgewicht mit dem Meerwasser produziert worden sein. Anders als *L. lobatula* dagegen reichert *E. sagrum* ^{18}O geringfügig gegenüber dem Gleichgewichtswert an. Die δ -Werte der übrigen Foraminiferen-Arten streuen stärker; hier könnten auch Mikrohabitat-Effekte beteiligt sein. Die δ -Werte von *Planorbis* und von Calcit-Röhrchen um Charophyten gruppieren sich in relativ eng begrenzten, nicht überlappenden Feldern. Die δ -Werte von *Hydrobia* überlappen mit denen der Foraminiferen und mit denen von *Planorbis*. Dies spiegelt die hohe ökologische Toleranz von *Hydrobia* gegenüber Salinitäts-Änderungen oder allgemein ihre euryöke Lebensweise wider. Weitere Diskussion im Text.

Stable isotope values

benthic forams, mollusks, charophyte tubules

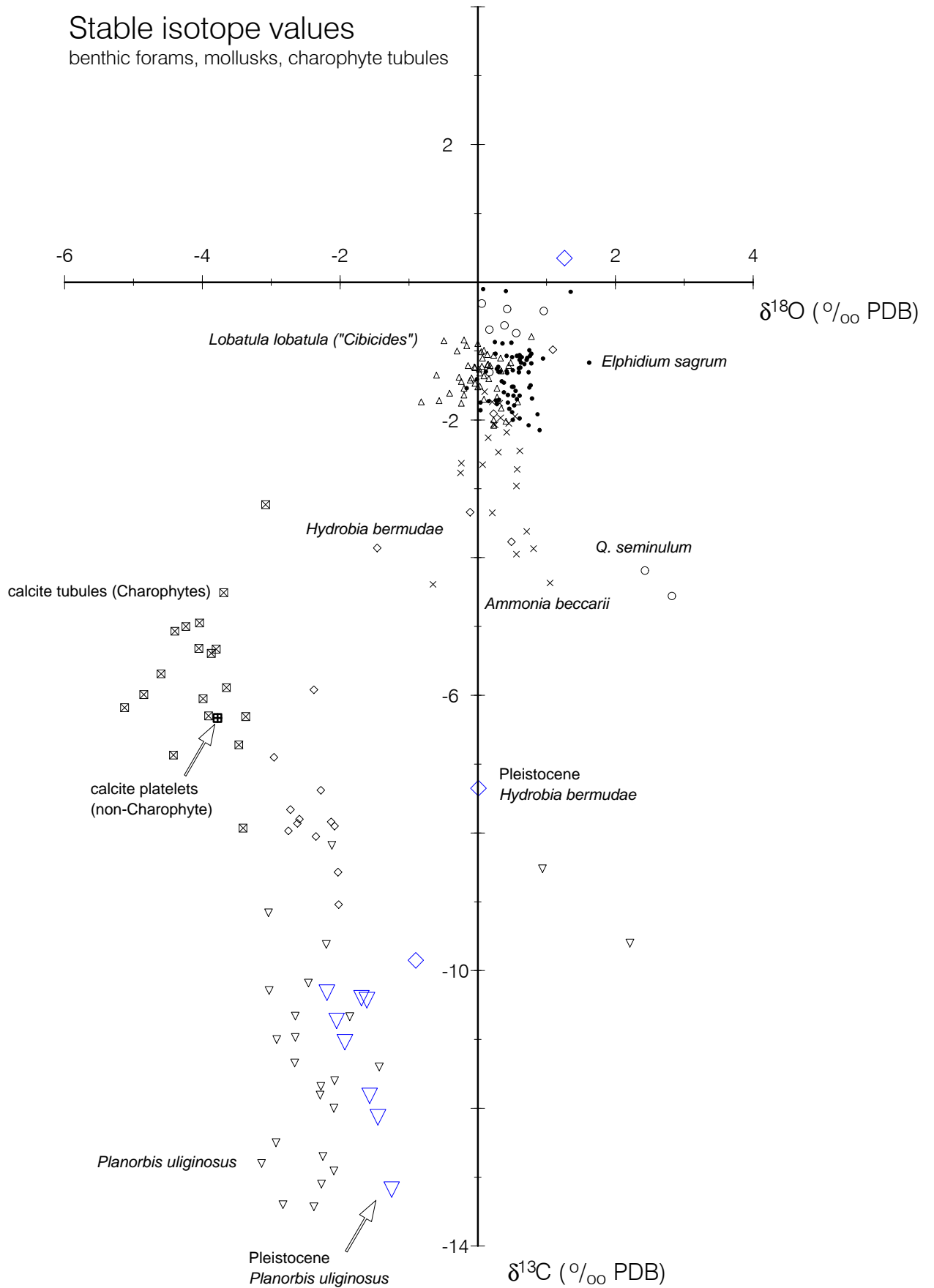
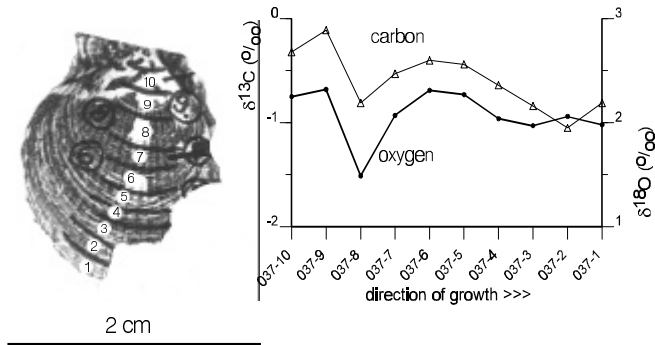


Abb. 44 Isotopen-Variation während des Wachstums bei Schalen von *Argopecten gibbus*, *Hydrobia bermudae*, und *Planorbis uliginosus*. Alle drei Arten weisen saisonale Schwankungen auf. Ganzjährige Schalenbildung vorausgesetzt, betragen die individuellen Lebensspannen bei *Planorbis* <1 Jahr, bei *Hydrobia* ca. 1 Jahr, bei *Argopecten* 1 - 2 Jahre. Die pleistozäne *Planorbis* hat die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der drei untersuchten Exemplare. Im Falle eines reinen Temperatursignals würde dies eine rund 1 °C niedrigere Temperatur bedeuten. Die Interpretation der Isotopen-Signale ist tentativ, da vergleichende Untersuchungen an rezentem Material fehlen. Die Differenz von im Mittel rund 1 ‰ zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven der beiden *Argopecten*-Schalen könnte verändertes Nahrungsangebot widerspiegeln. Weitere Diskussion im Text.

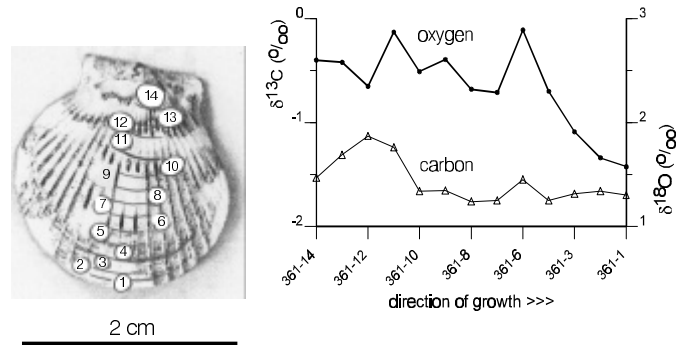
Variation in isotopic composition during shell growth

core HS-DH /B, Harrington Sound

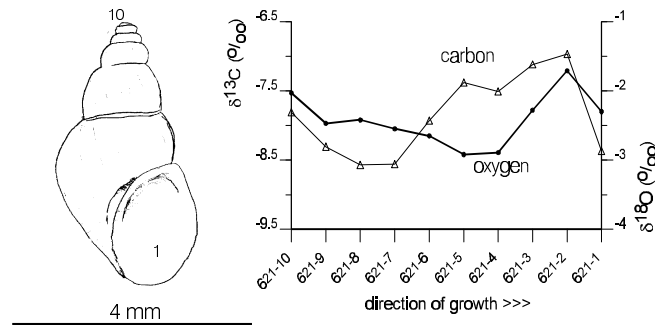
Argopecten gibbus, 37 cm core depth



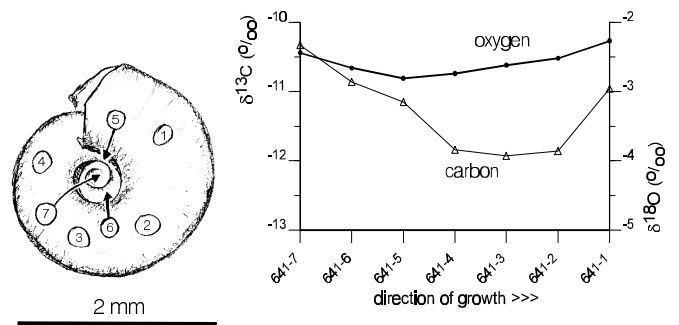
Argopecten gibbus, 361 cm core depth



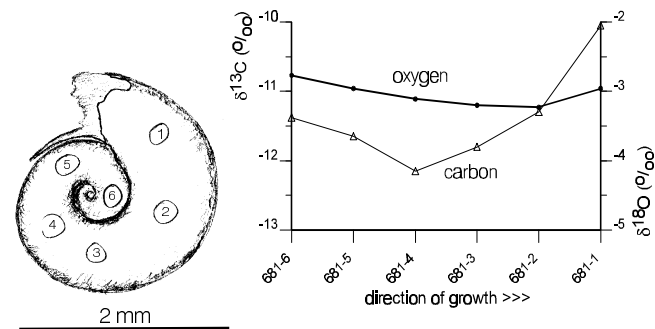
Hydrobia bermudae, 621 cm core depth



Planorbis uliginosus, 641 cm core depth



Planorbis uliginosus, 681 cm core depth



Late-Pleistocene *Planorbis uliginosus*, 814 cm core depth

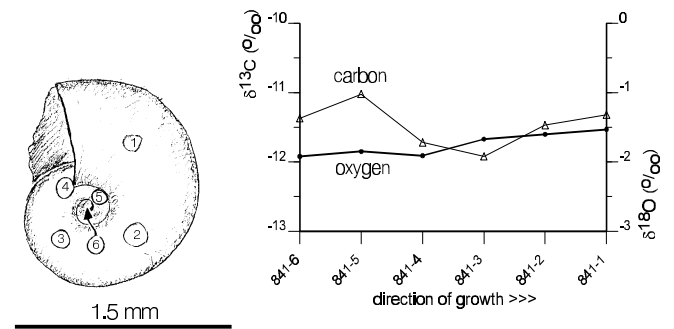


Abb. 45 ^{14}C -Alter und Sedimentaufbau. Die ^{14}C -Daten sind nicht korrigiert für Reservoir-Effekte (Dreieck = Sediment-Oberfläche, AMS = ^{14}C -AMS-Alter).

Links oben: Datierungen an Kern HS-DH.

Rechts oben: Datierungen an Kern HS-DH /B (zwei Daten an Karbonatschalen sind in die Kurve für die organische Fraktion integriert).

Links unten: Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg (gestrichelt) versus Sedimentaufbau nach ^{14}C -Daten (AMS und konventionell) von Muschelschalen und von der organischen Fraktion. Kerne aus dem Devil's Hole.

Rechts unten: Postglazialer Meeresspiegel-Anstieg (gestrichelt) versus Sedimentaufbau im Kern PR 01 /2 aus der Port Royal Bay (Daten von Ashmore & Leatherman 1984). Weitere Diskussion im Text.

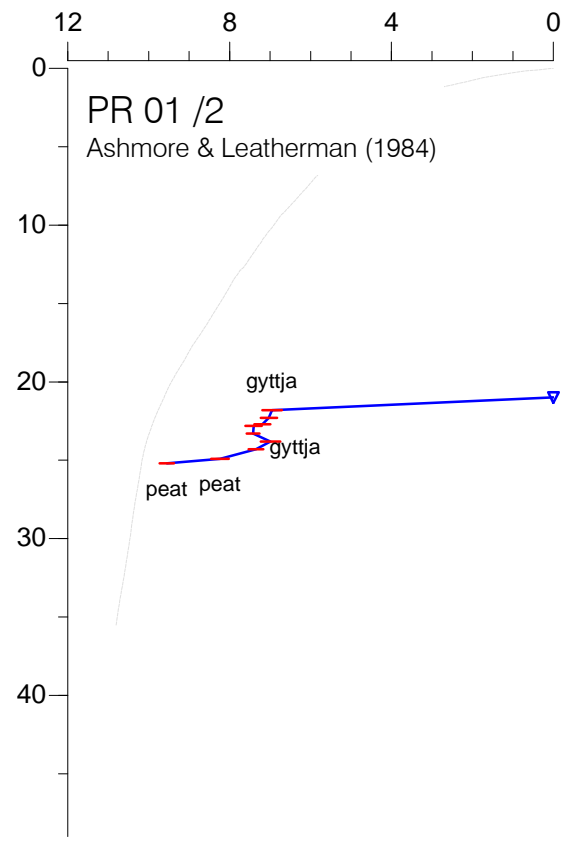
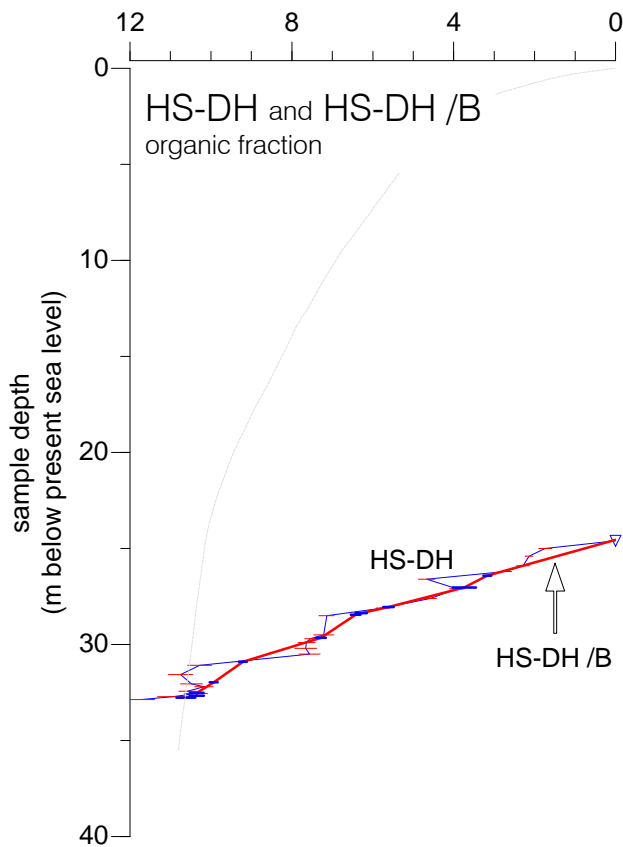
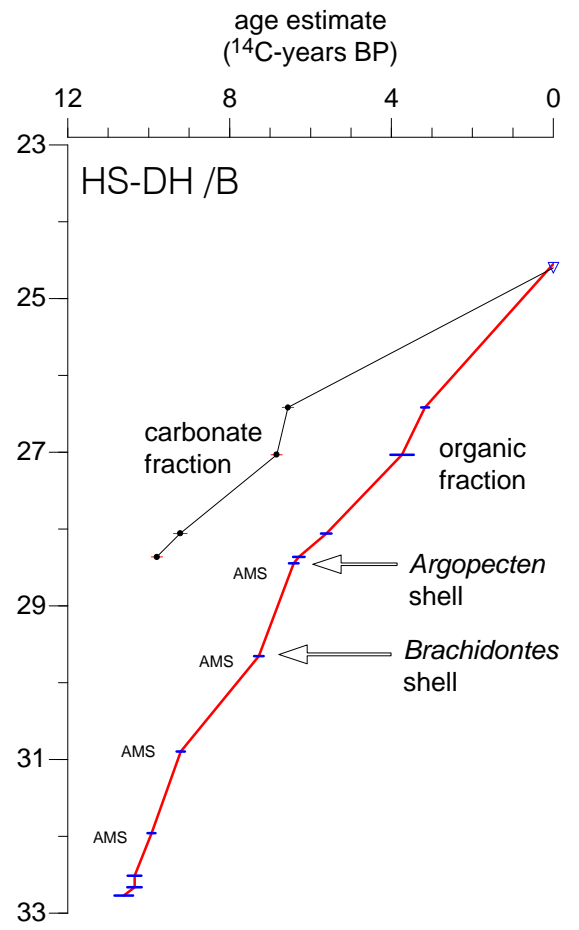
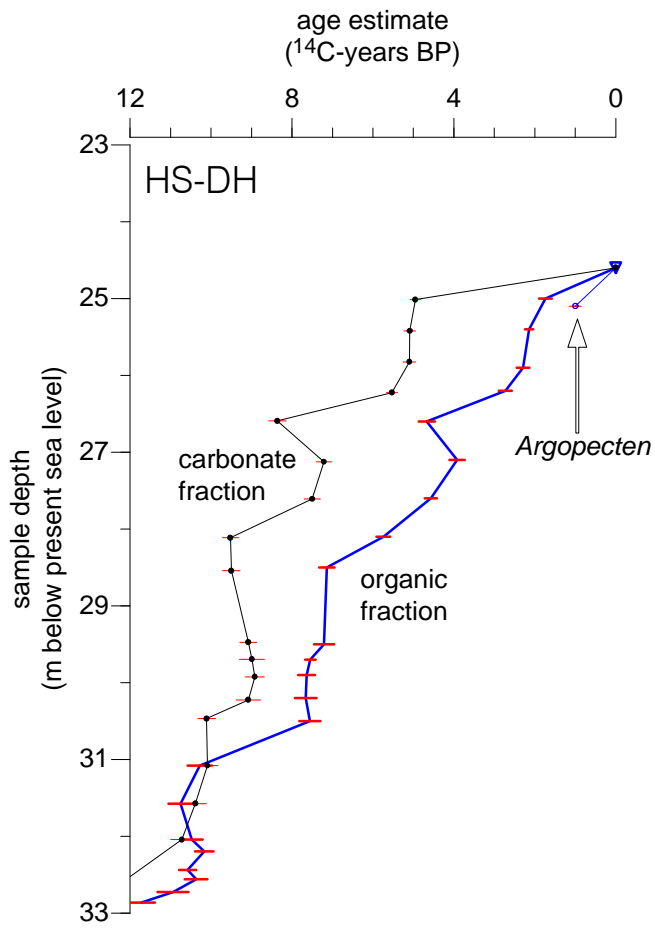


Abb. 46 Postglazialer Meeresspiegelanstieg (gestrichelt) versus Sedimentaufbau, dargestellt für Sedimentkerne aus dem Harrington Sound. Die ^{14}C -Daten sind nicht korrigiert für Reservoir-Effekte. Dreieck = Sediment-Oberfläche, OF = organische Fraktion, CF = Karbonat-Fraktion, AMS = ^{14}C -AMS-Alter. Die Akkumulation von Torf und Torfmudde konnte den verlangsamten mittel- bis spätholozänen Meeresspiegel-Anstieg nahezu kompensieren. Vor Flatt's Inlet (Kern HS-TB 02 /2) stieg die marine Sedimentationsrate zuletzt wieder stark an. Ursache hierfür war das entstehende flood tidal delta. Weitere Diskussion im Text.

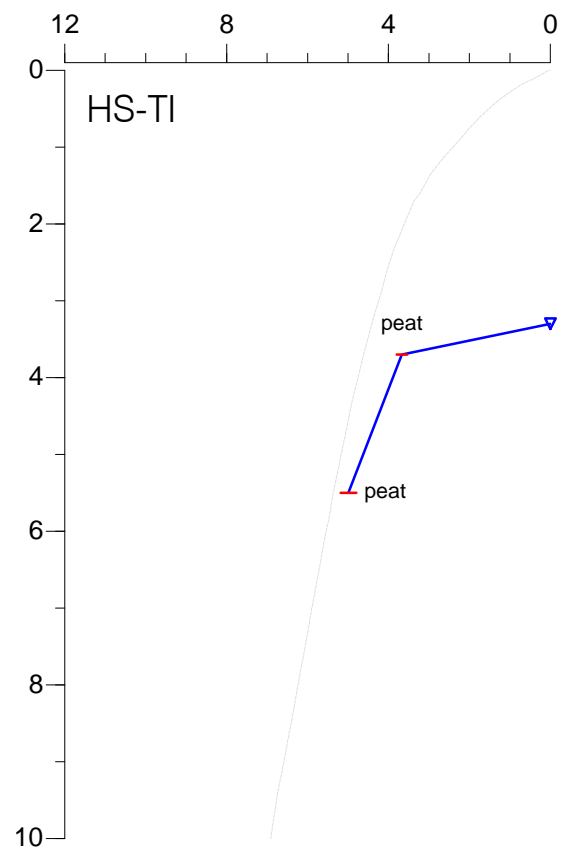
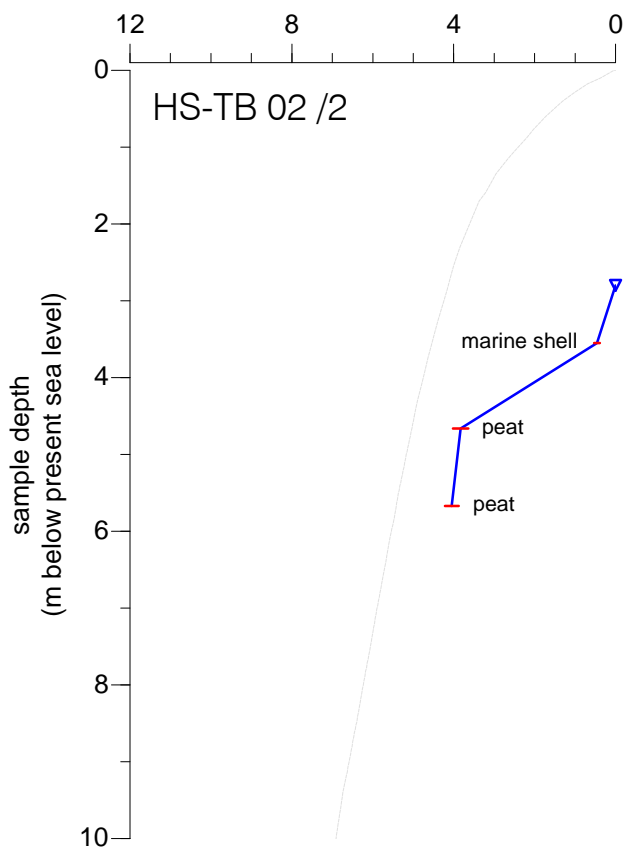
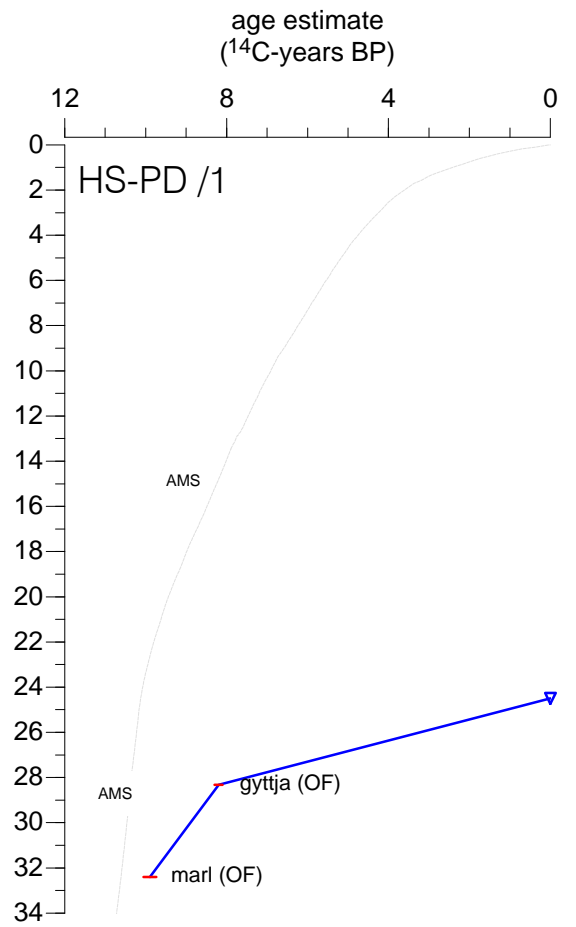
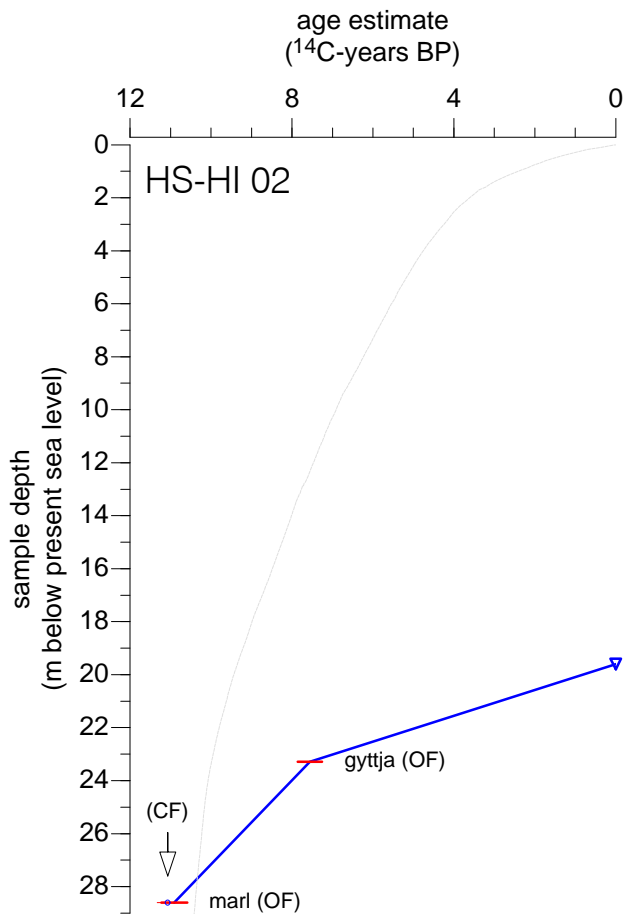


Abb. 47 Postglazialer Meeresspiegelanstieg (gestrichelt und in Diagramm rechts unten) versus Sedimentaufbau, dargestellt für Sedimentkerne aus dem Great Sound (GS 02), der Port Royal Bay (PR 03 /2) und dem St. George's Harbour (SGH 02). Die ^{14}C -Daten sind nicht korrigiert für Reservoir-Effekte. Das Dreieck kennzeichnet die Sediment-Oberfläche, nicht ein ^{14}C -Datum. Der rasche früh- bis mittelholozäne Meeresspiegel-Anstieg wurde durch die Sedimentation lange Zeit nicht kompensiert. Zunehmend langsamer ansteigender Meeresspiegel plus hohe Sedimentationsraten in der *Oculina*-Fazies konnten im späten Holozän lokal wieder zu verringerter Wassertiefe führen. Weitere Diskussion im Text.

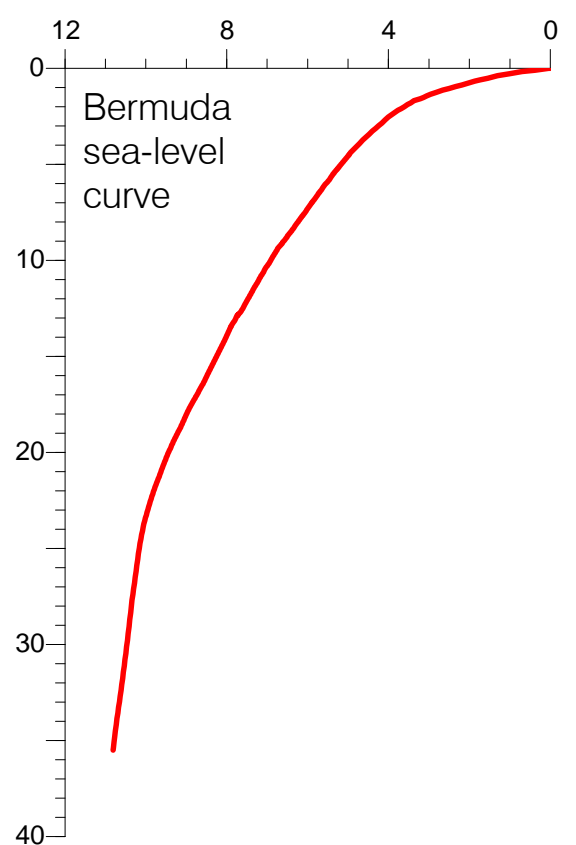
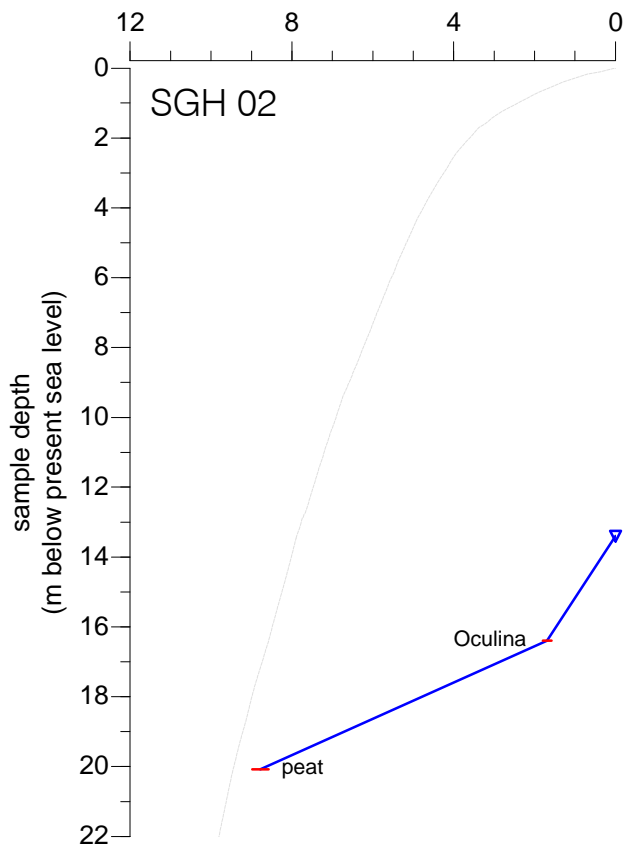
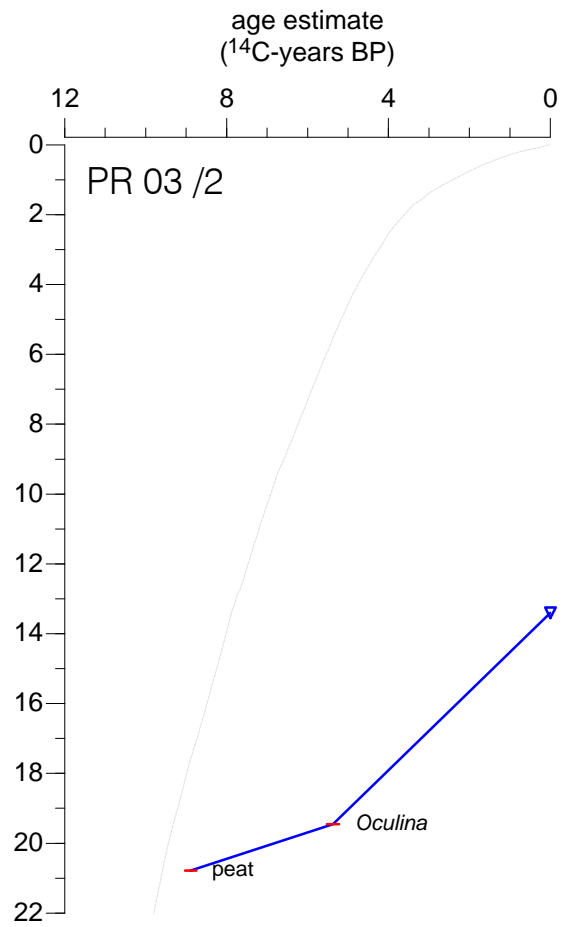
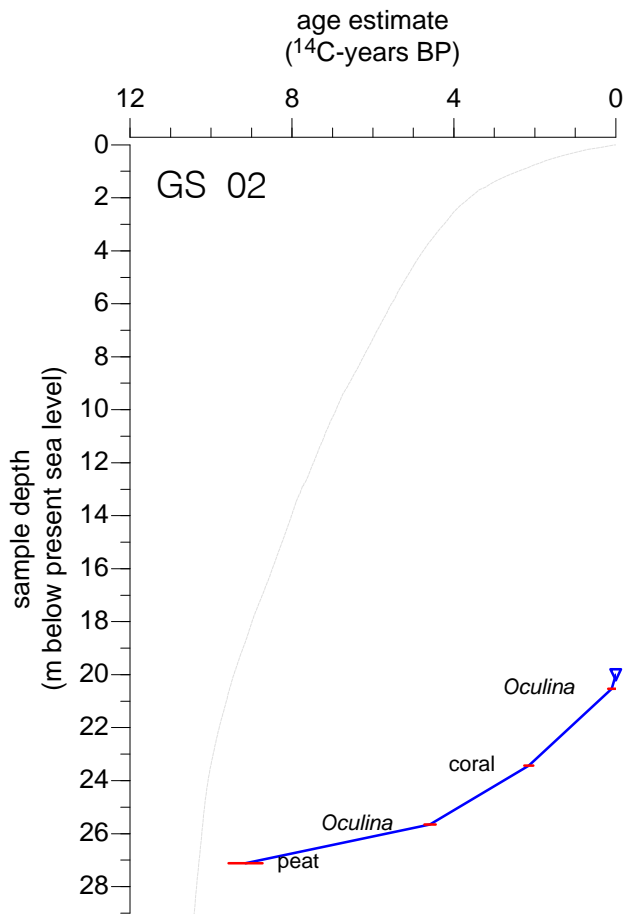


Abb. 48 Sedimentaufbau versus ^{14}C -Alter von Gesamtsediment-Fractionen im Harrington Sound , Kastenlot HS-DH aus dem Devil's Hole Basin.

Oben: Die Alter der karbonatische Fraktion sind signifikant höher als die der organischen Fraktion. Die Altersdifferenz nimmt nach oben im Kern zu. Wahrscheinliche Ursache: zunehmender Eintrag von Pleistozän-Karbonat infolge zunehmender Ufer-Erosion (Erlenkeuser 1981). Die Alter der organischen Fraktion sind zuverlässiger, liegen aber ebenfalls über denen von *Argopecten*-Schalen. In der Seekreide (640-750 cm) sind die Alter der organischen Fraktion streckenweise höher als die der karbonatischen Fraktion. Offenbar wird auch die organische Fraktion von Reservoir-Effekten beeinflusst (die Alterswerte sind nicht für Reservoir-Effekte korrigiert).

Unten: Interpretation des Sedimentaufbaus über die Zeit, ausgehend vor allem von den Altern der organischen Fraktion. Besonders stark durch Reservoir-Effekte (Seekreide) oder Umlagerung (ca. 190 cm) beeinflusste Meßpunkte sind bei der Konstruktion der Kurve nicht berücksichtigt. Je steiler die Kurve ist, desto höher ist die Sedimentationsrate. Die Ergebnisse der Warvenzählung bestätigen die aus der Kurve ablesbaren hohen Sedimentationsraten in der Laminit-Fazies. Die Sedimentationsrate in der *Gouldia*-Fazies (zuoberst) war höher als abgebildet; sie erscheint deshalb so gering, weil die Alterswerte nicht für marine Reservoir-Effekte korrigiert sind.

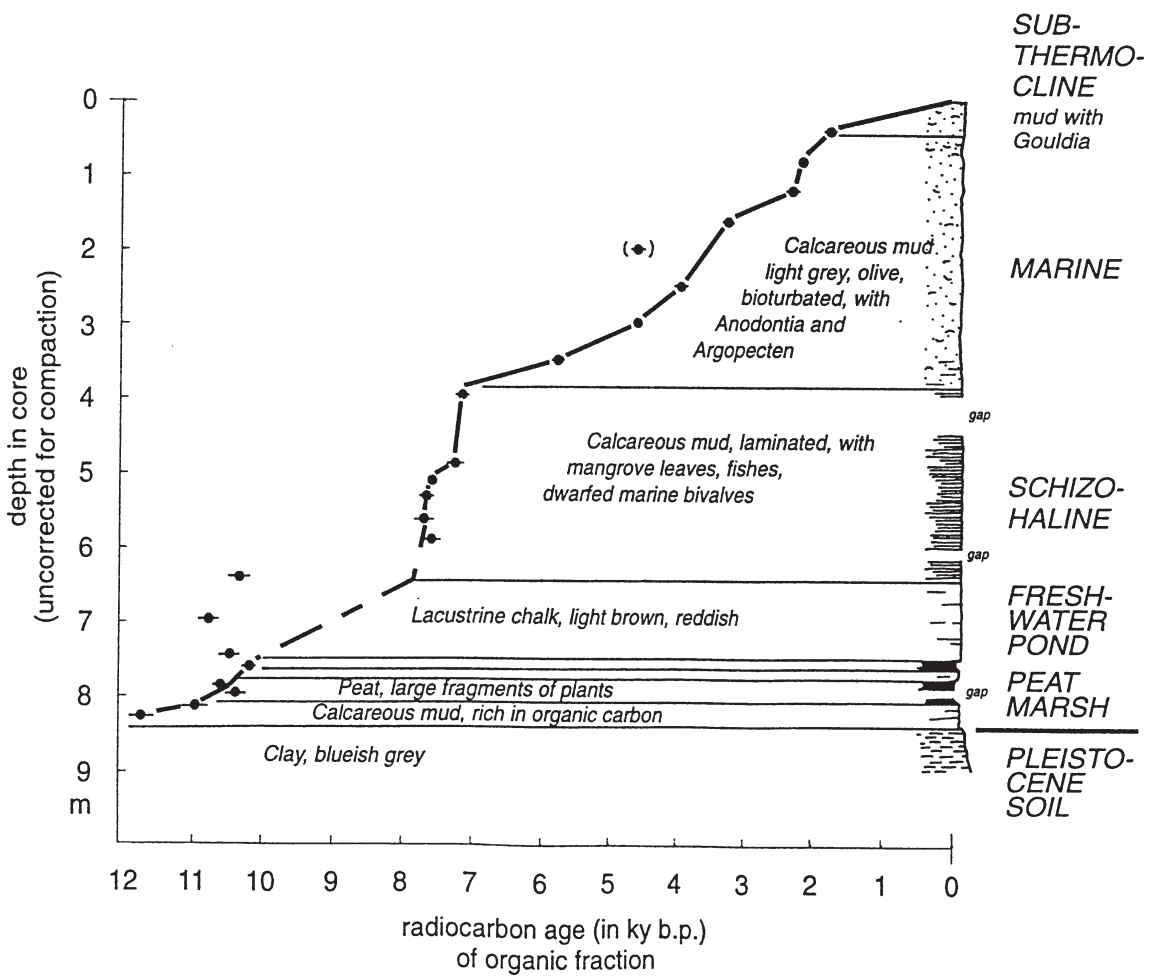
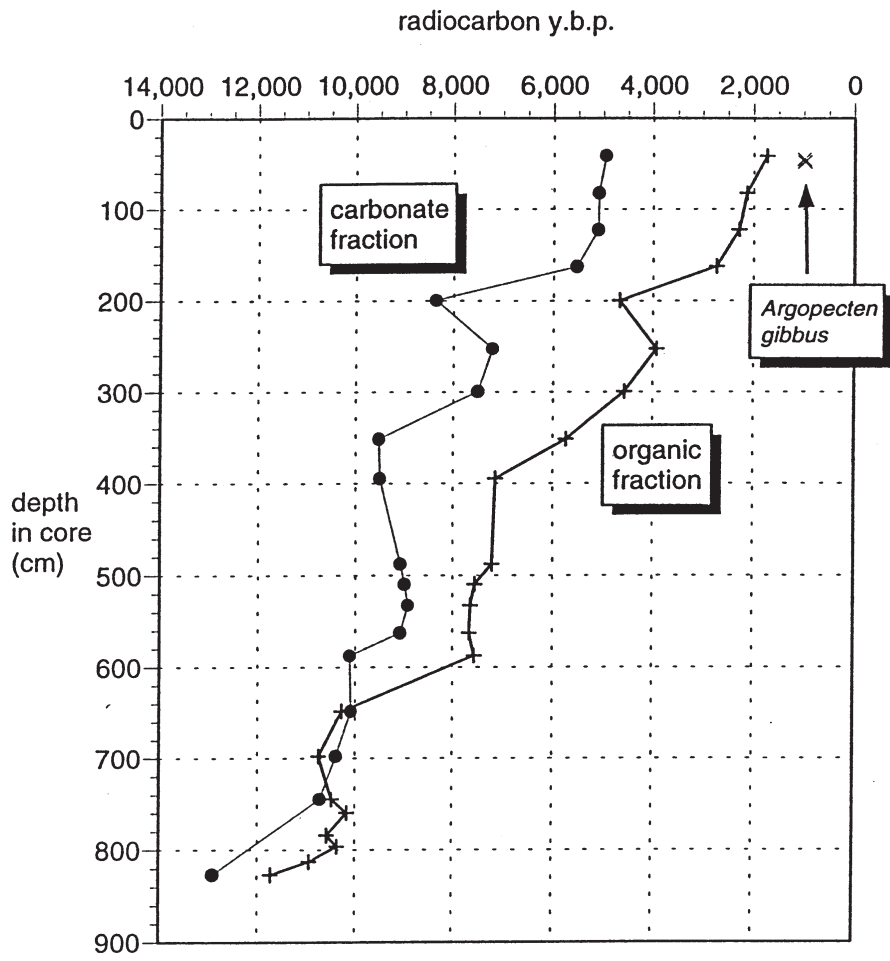


Abb. 49 Periodische Variation in der Mächtigkeit von nicht-glazialen Warven in Laminiten des Devil's Hole Kerns HS-DH /B aus dem Harrington Sound. Abgebildet ist ein quadratisches Summenspektrum aus zehn Einzelspektren für jeweils nicht überlappende Abschnitte. Drei Perioden (Pfeile) tragen signifikant zur Variation bei: 11,1 Jahre, 14,5 Jahre und 22,4 Jahre. Auch eine Periode von 45,5 Jahren könnte signifikant beitragen, durchläuft aber in den Einzelspektren nicht genug Zyklen für eine statistische Absicherung.

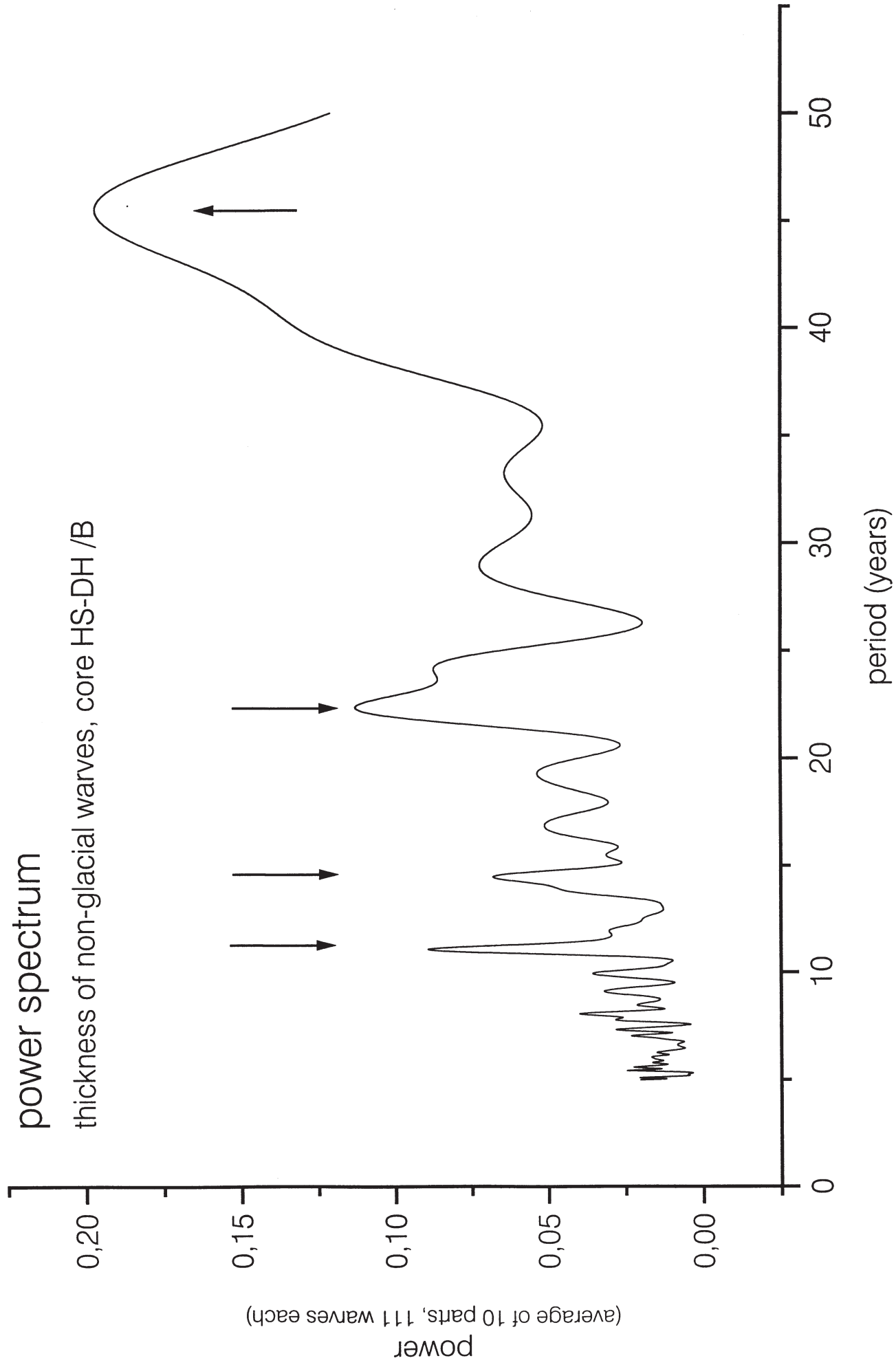


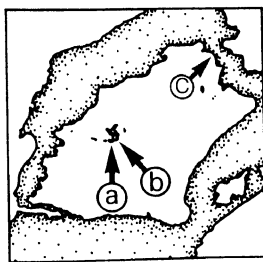
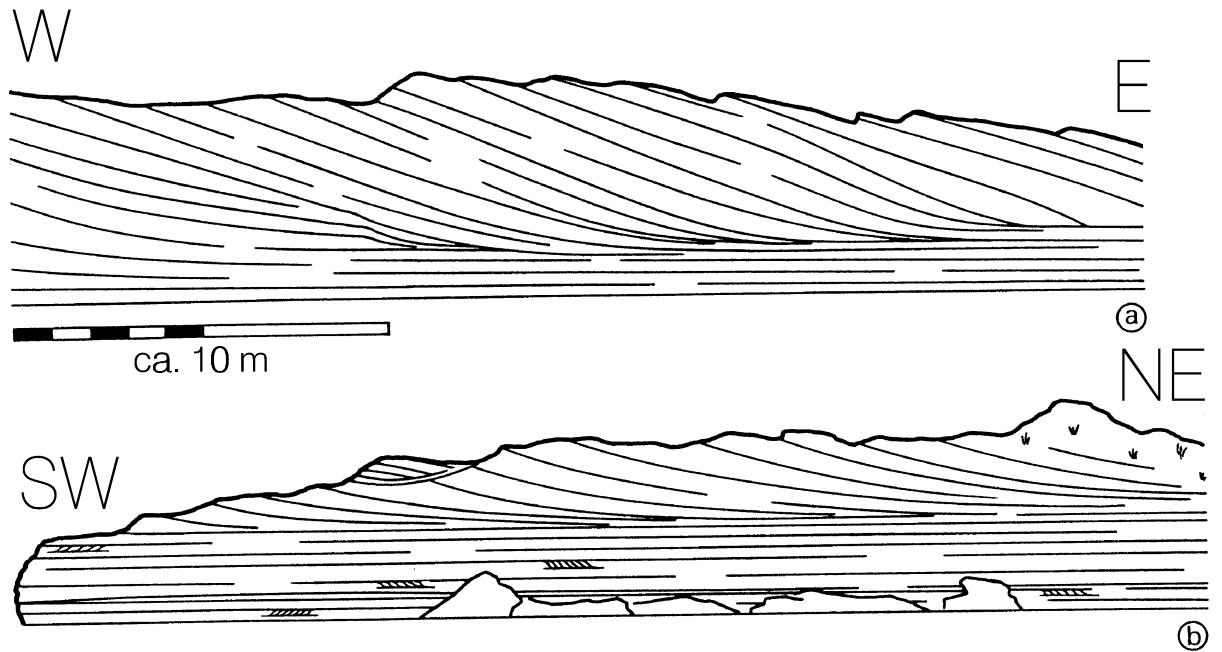
Abb. 50 Küstenaufschlüsse im Pleistozän des Harrington Sound.

(a, b) Horizontal gelagerte, planar geschichtete Sande werden überlagert durch eine schräggeschichtete Einheit. Interpretation: incipient dune auf supratidaler sand flat. Lower Town Hill Fm., Trunk Island.

(c) Schema-Profil der Situation am Walsingham Cliff, mit Zuordnung der lithologischen Einheiten zu pleistozänen Isotopen-Stadien. Hohlkehlen entstehen durch marine Bioerosion und Süßwasser- oder Mischwasser-Korrosion der pleistozänen Karbonate.

Pleistocene sand flat and dunes, Harrington Sound

Trunk Island (a, b) and Walsingham Cliff (c)



caves along fossil water tables
black: dripstone deposit

stage (5e) +5.8 m

stage (?) +1.8 m

marine infills stage (11)?

notch stage (1) ±0 m

submerse notch stage (?) -2 m

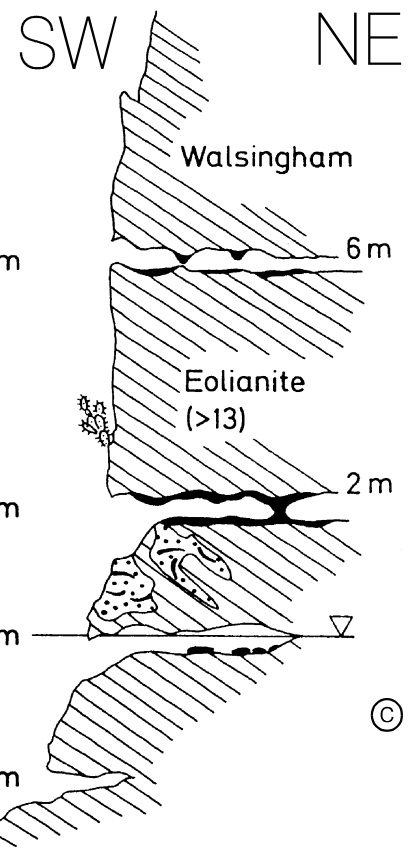


Abb. 51 Seismisches Querprofil durch den Harrington Sound (~ Profil 1.2.7). Orange = Holozän, weiß = Pleistozän, blau = Grenzflächenreflektoren im Pleistozän. Die Grenzfläche Holozän/Pleistozän schneidet sich tief in einen horizontal bis subhorizontal gelagerten pleistozänen Schichtenstapel ein.

Seismic section (~1.2.7), Harrington Sound

natural slope

vertically exaggerated (~25x)

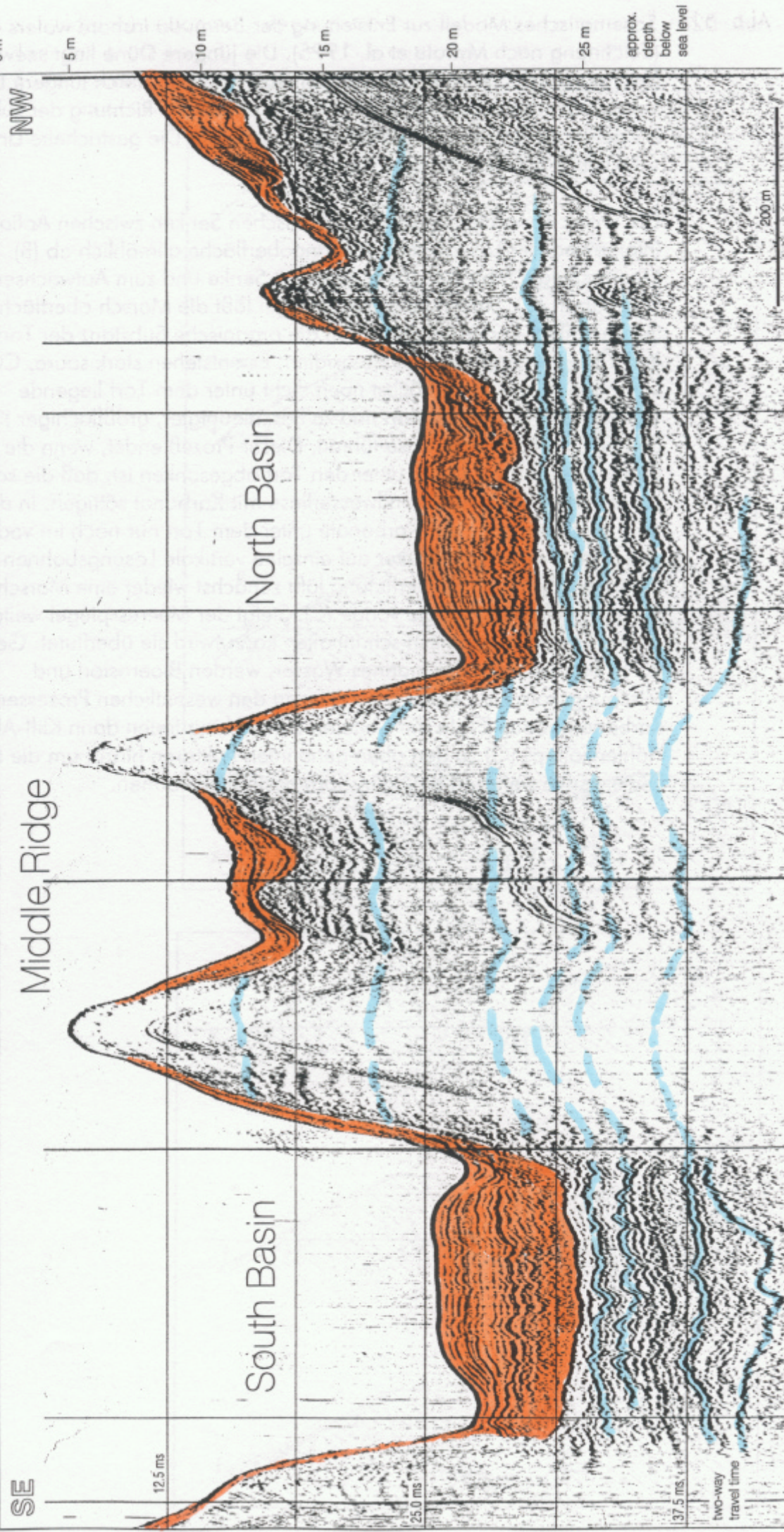


Abb. 52 Schematisches Modell zur Entstehung der Bermuda inshore waters im Pleistozän (nach Mylroie et al. 1995). Die jüngere Düne liegt seewärts, in der Zeichnung links. Küstenprozesse und Überlagerung durch jüngere Dünen sind zur Vereinfachung vernachlässigt. Die Pfeile zeigen die Richtung der zuletzt ausgeführten Bewegung des Meeresspiegels an. Die gestrichelte Linie gibt eine willkürliche Horizontale zur Orientierung.

Die Entwicklung beginnt in topographischen Senken zwischen Äolianit-Rücken (A). Infolge vadoser Lösung sinkt die Landoberfläche allmählich ab (B). Steigender Meeresspiegel führt zur Überflutung der Senke und zum Aufwachsen einer Torfmarsch (C). Sinkender Meeresspiegel läßt die Marsch oberflächlich trockenfallen. In der Folge werden die organische Substanz der Torfe und die in den Torfen enthaltenen Sulfide oxidiert. Es entstehen stark saure, CO₂-reiche Lösungen, die in die zunächst noch dicht unter dem Torf liegende Grundwasserlinse einsickern und zu beschleunigter, großflächiger Karbonatlösung an der Oberfläche der Linse führen. Dieser Prozeß endet, wenn die Grundwasser-Linse so tief unter den Torf abgesunken ist, daß die sauren Wässer sich auf dem Weg zur Grundwasserlinse mit Karbonat sättigen. In dieser Phase wird die Oberfläche der Karbonate unter dem Torf nur noch im vadosen Milieu abgesenkt, vermutlich stärker auf einzelne vertikale Lösungsbahnen konzentriert als zuvor (D). Erneute Überflutung läßt zunächst wieder eine Marsch entstehen (E), die aber tiefer liegt als die vorige (C). Steigt der Meeresspiegel weiter, ohne daß die aufwachsende Marsch schritthalten kann, wird sie überflutet. Geschieht dies durch brackisches oder marines Wasser, werden Bioerosion und Mischungskorrosion entlang der Ufer zu den wesentlichen Prozessen des Karbonatabbaus (F). In der weiteren Entwicklung treten dann Kliff-Abbruch und Höhlenkollaps (G) zu den oben genannten Faktoren hinzu, um die ehemalige Dünensenke weiter zu einem inshore basin umzuformen.

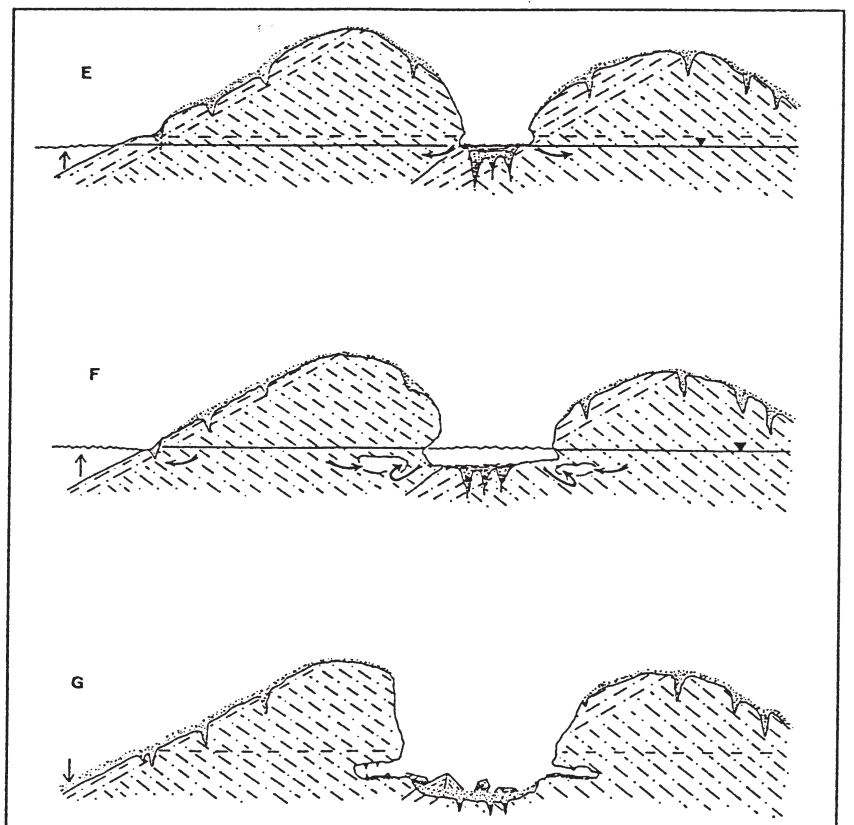
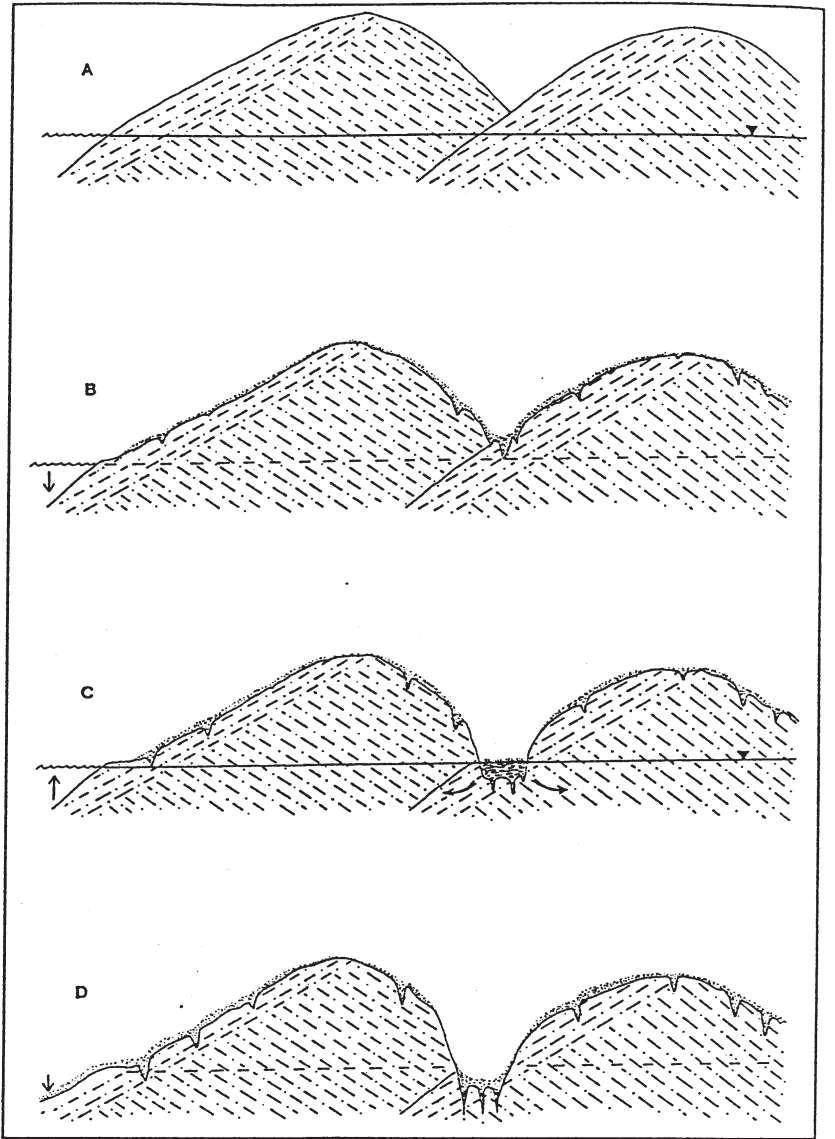
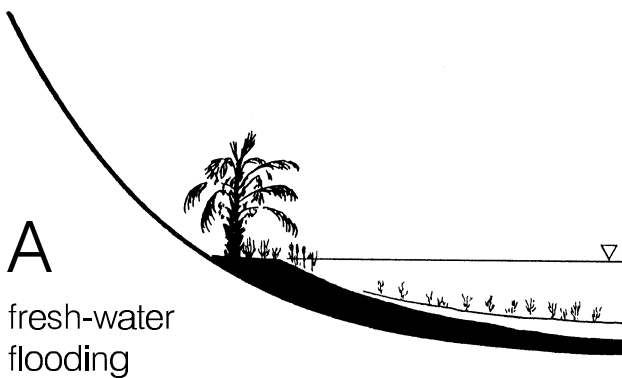
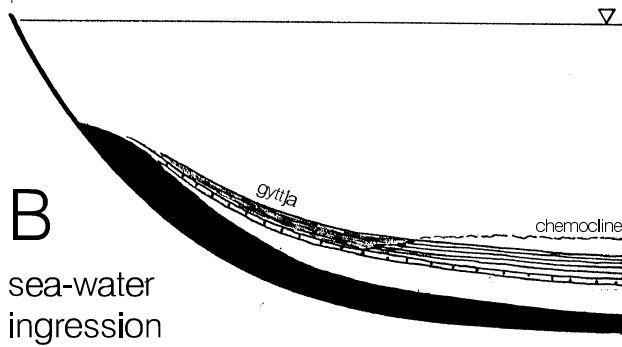
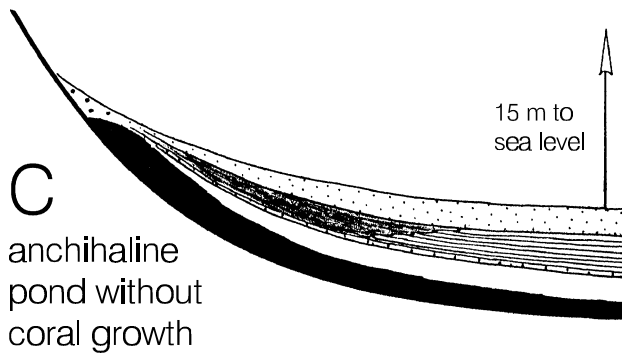
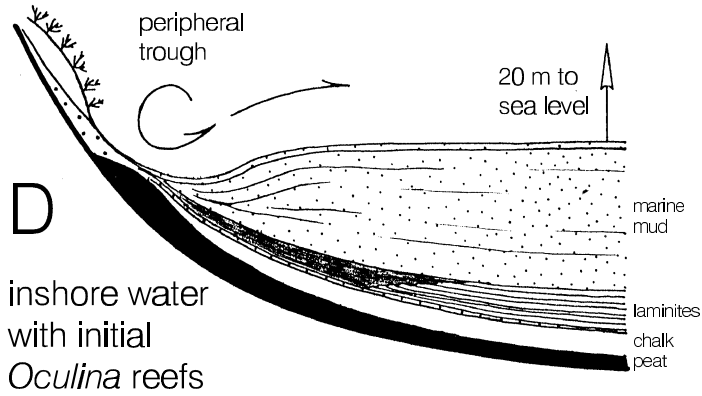
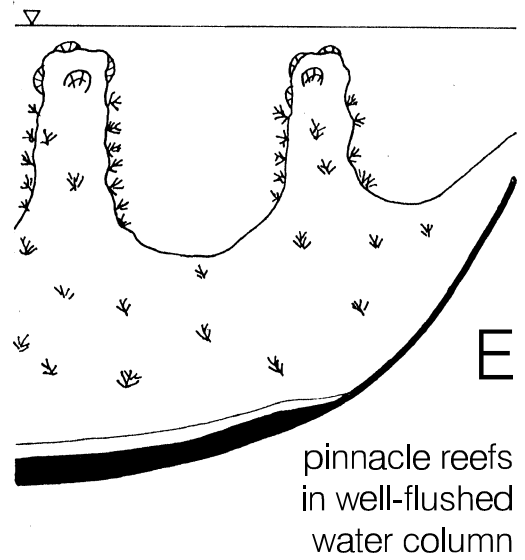


Abb. 53 Überflutungsgeschichte der inshore waters

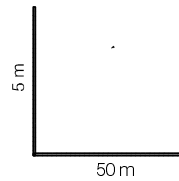
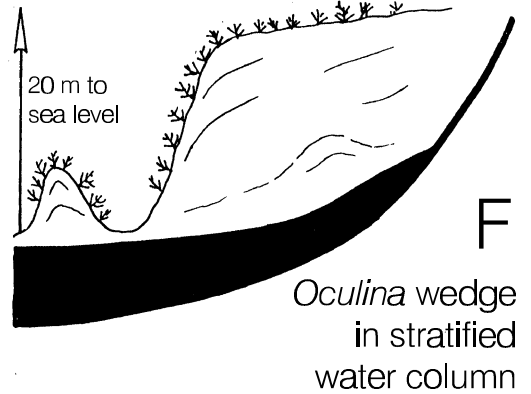
Harrington Sound



Castle Harbour



Port Royal Bay

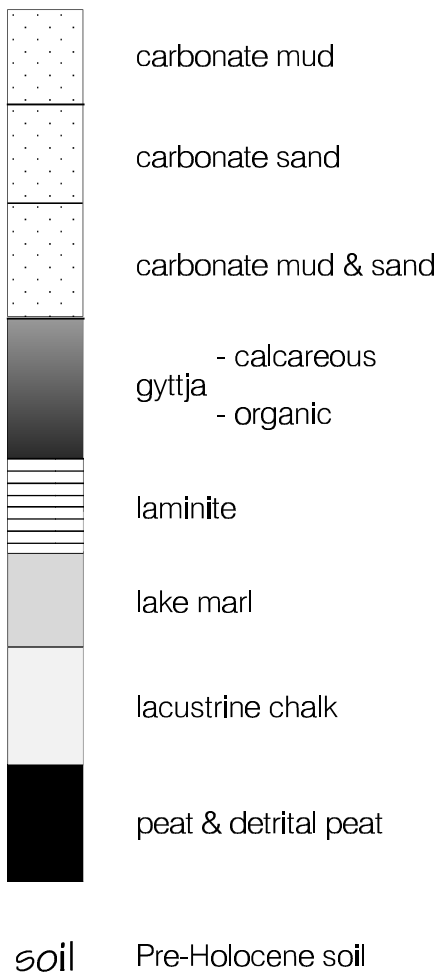


Sedimentary history of Bermuda inshore basins

Abb. 54 Legende zu den Darstellungen von Kernlog, Seismik und holozäner Fazies

Key to core and facies logs

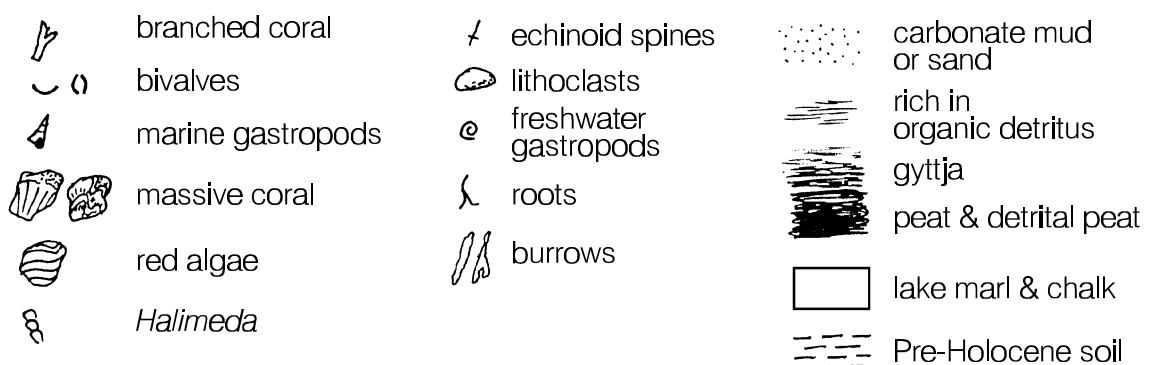
Lithology



Facies symbols



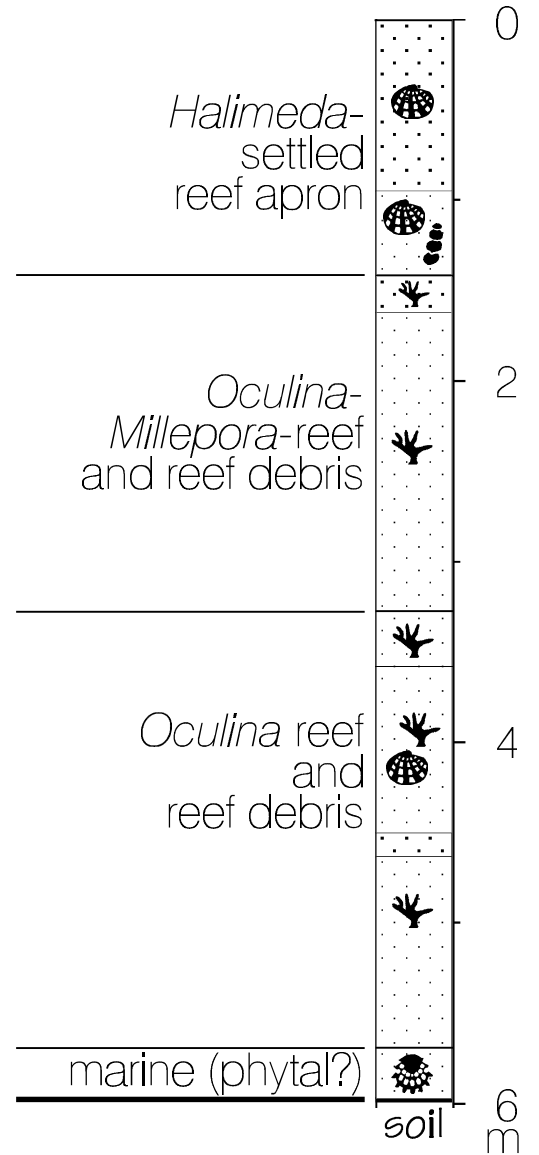
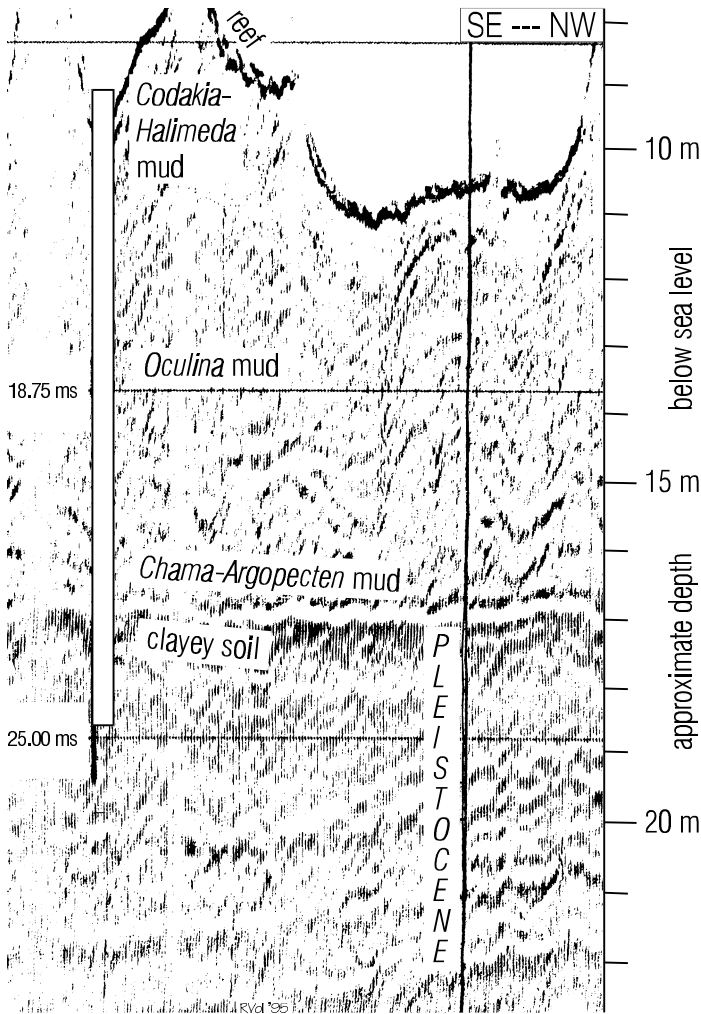
Core log



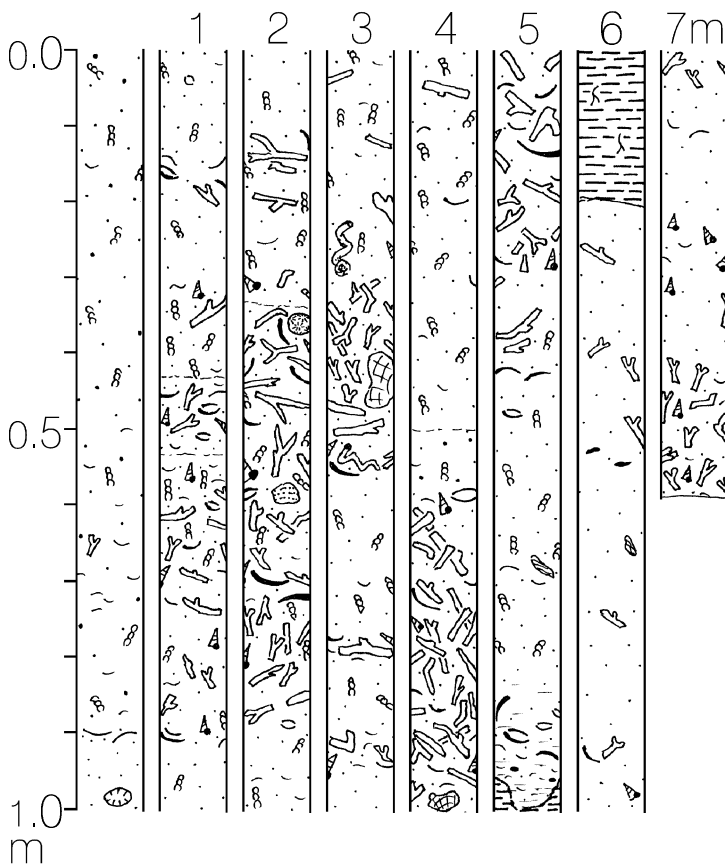
Seismic section

(actual water depth at core site: 9.6 m)

CH 02



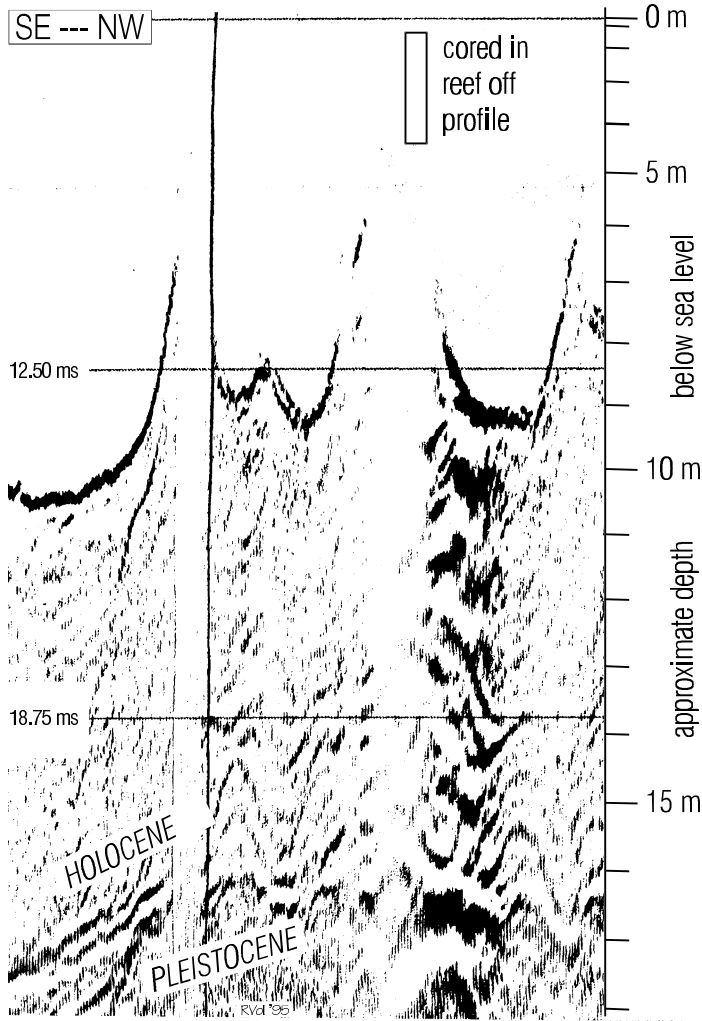
Core log



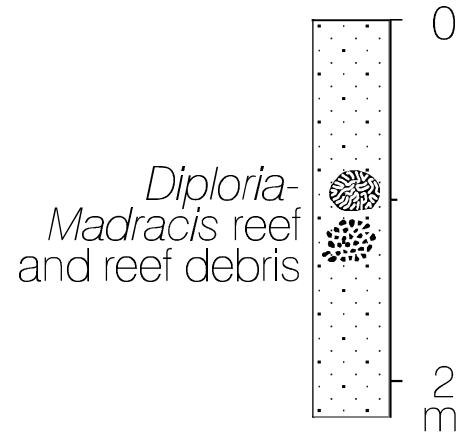
Holocene facies

Seismic section

(actual water depth at core site: 1.3 m)



CH 03



Holocene facies

Core log

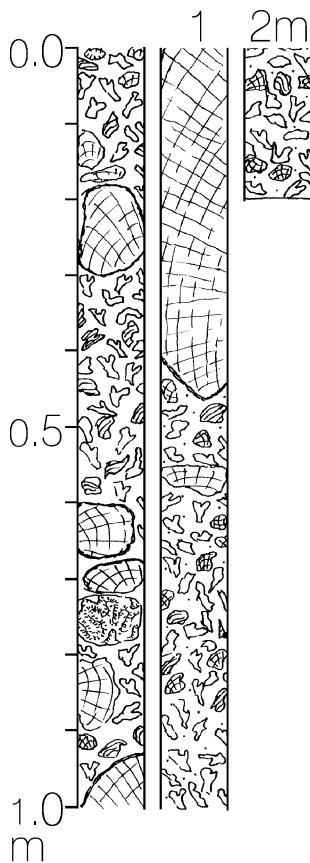
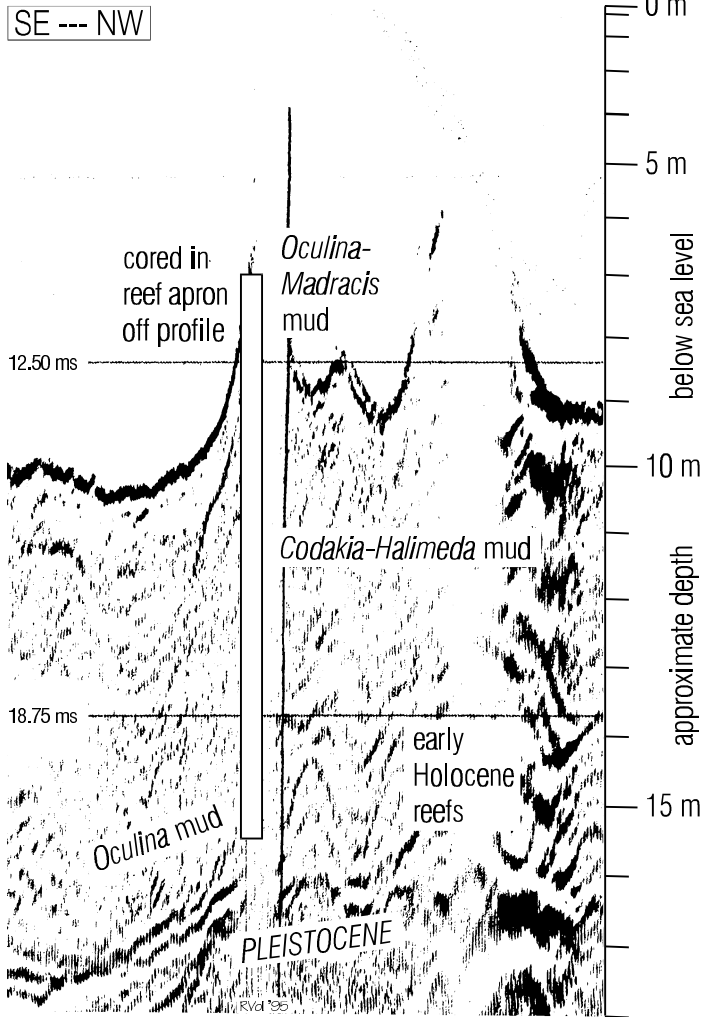


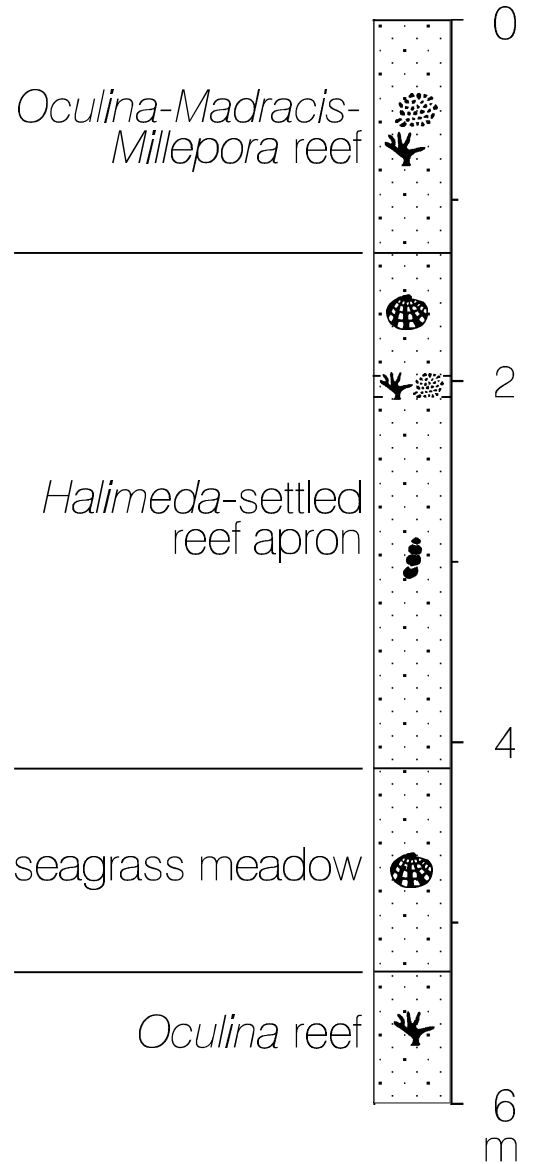
Abb. 56 Kern CH 03
Castle Harbour

Seismic section

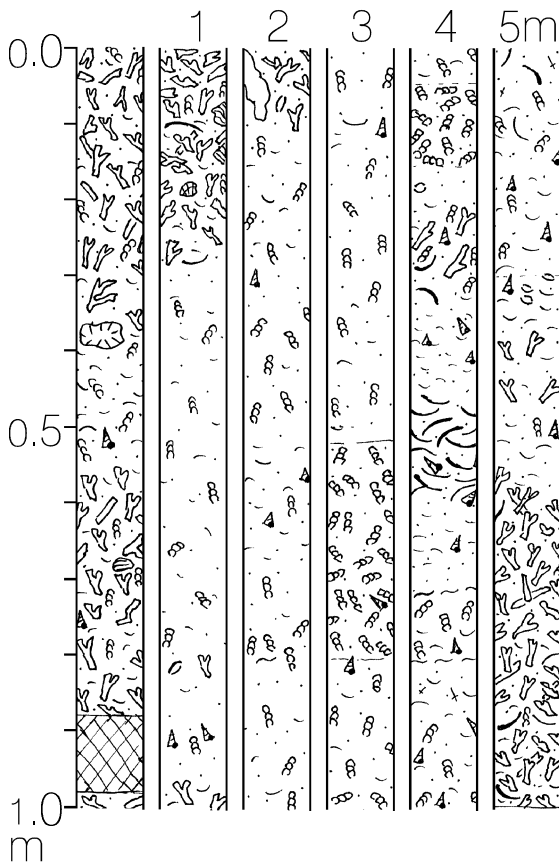
(actual water depth at core site: 9.6 m)



CH 04 /2



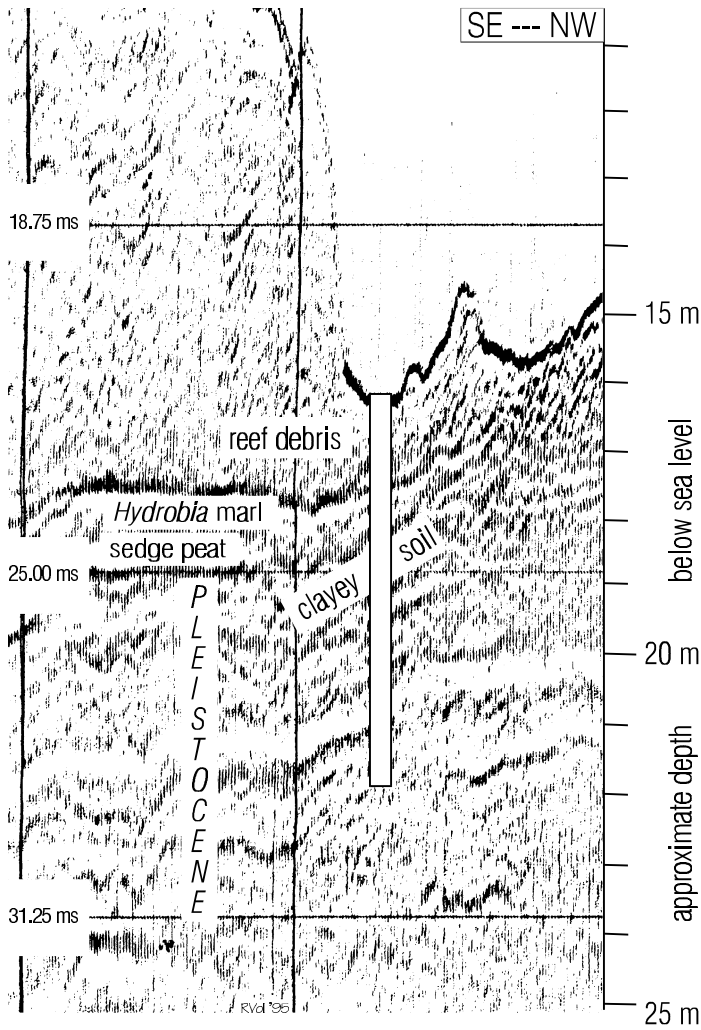
Core log



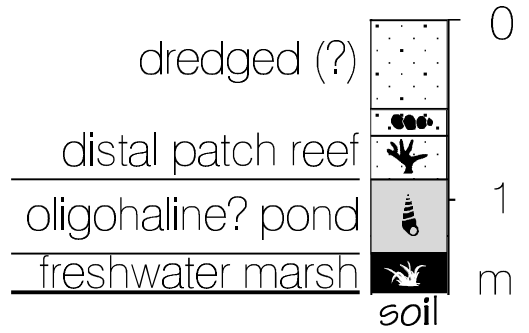
Holocene facies

Seismic section

(actual water depth at core site: 16.0 m)

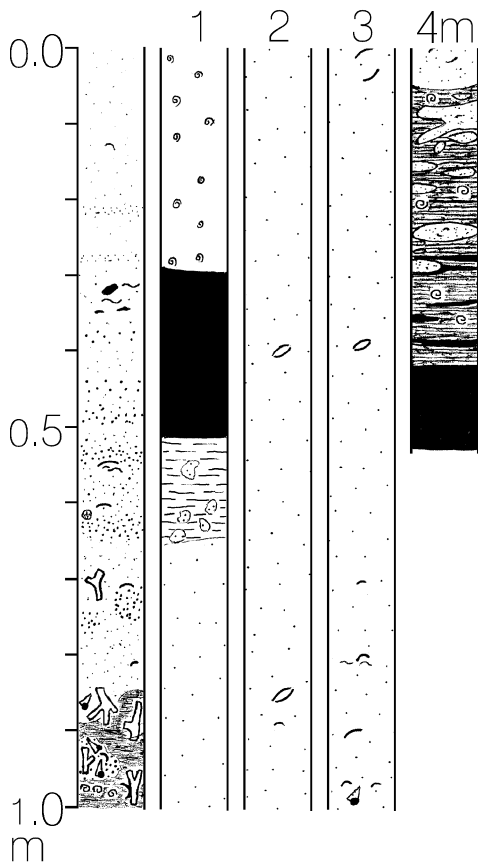


CH 05



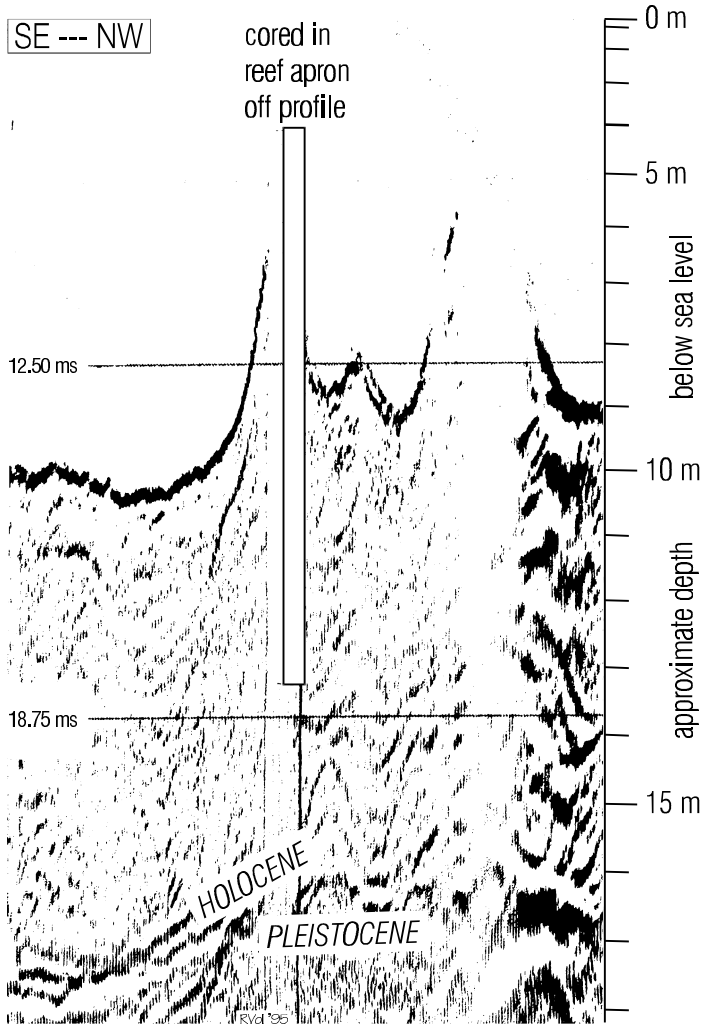
Holocene
facies

Core log



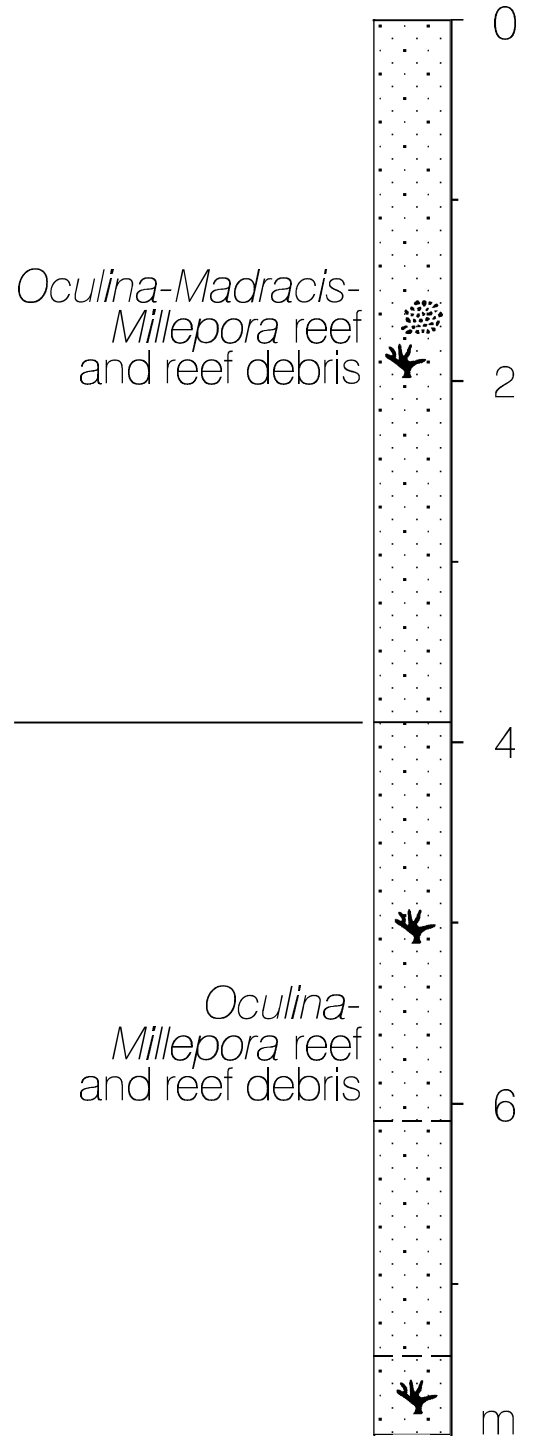
Seismic section

(actual water depth at core site: 4.3 m)

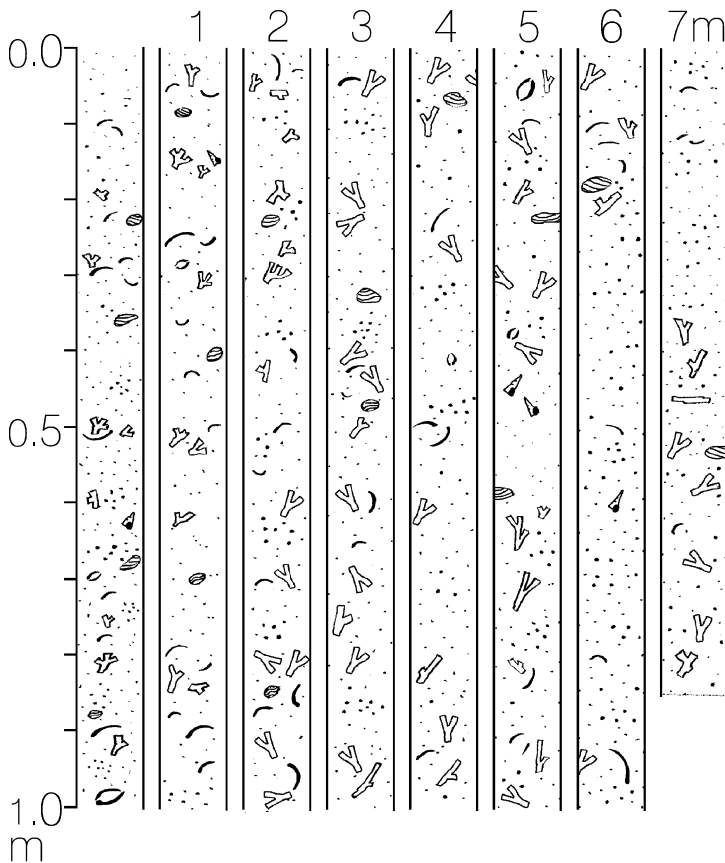


CH 07 /1+2

Oculina-Madracis-Millepora reef and reef debris



Core log

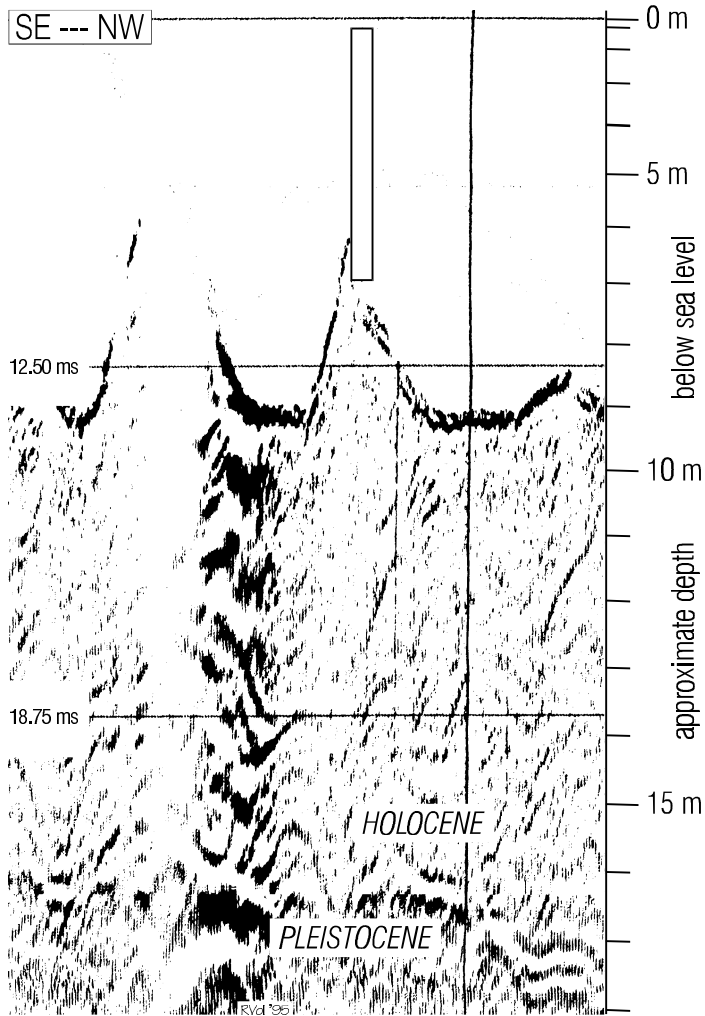


Holocene facies

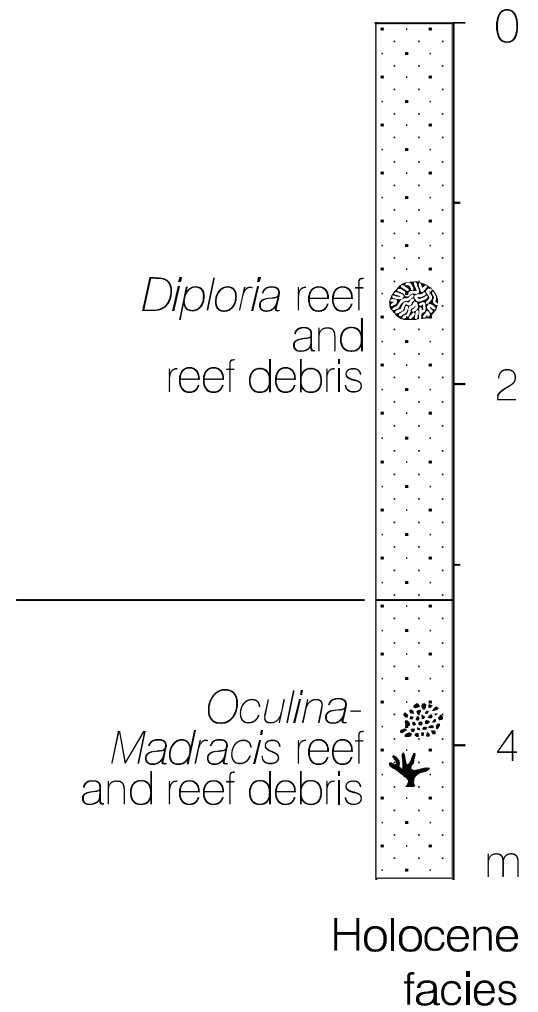
Abb. 59 Kern CH 07 /1+2 Castle Harbour

Seismic section

(actual water depth at core site: 1.3 m)



CH 08 /1+2



Core log

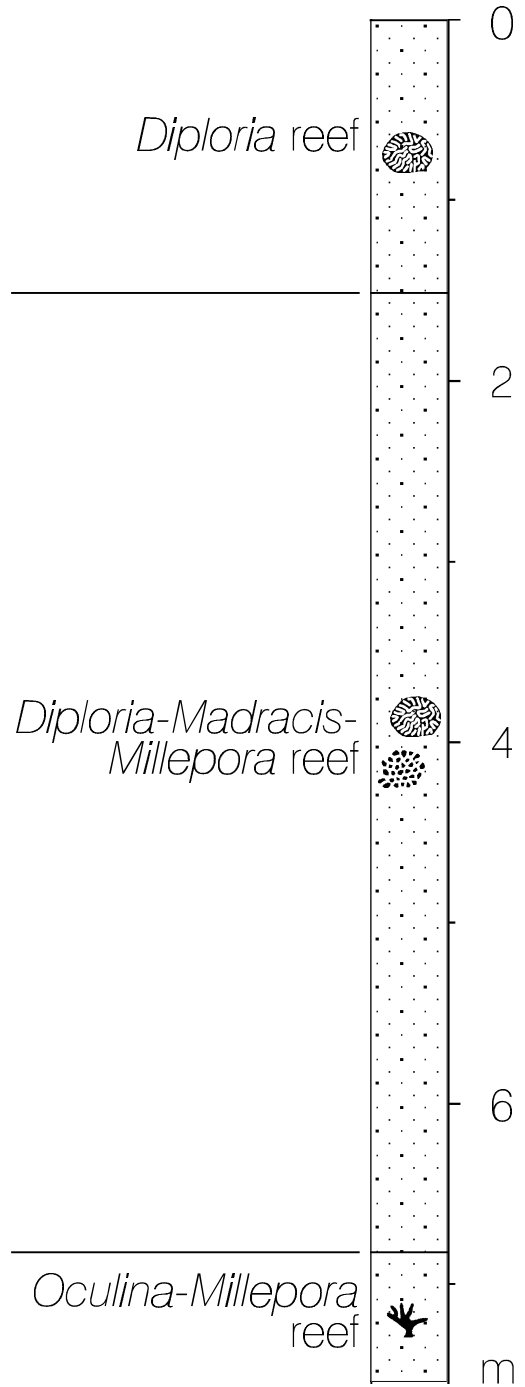
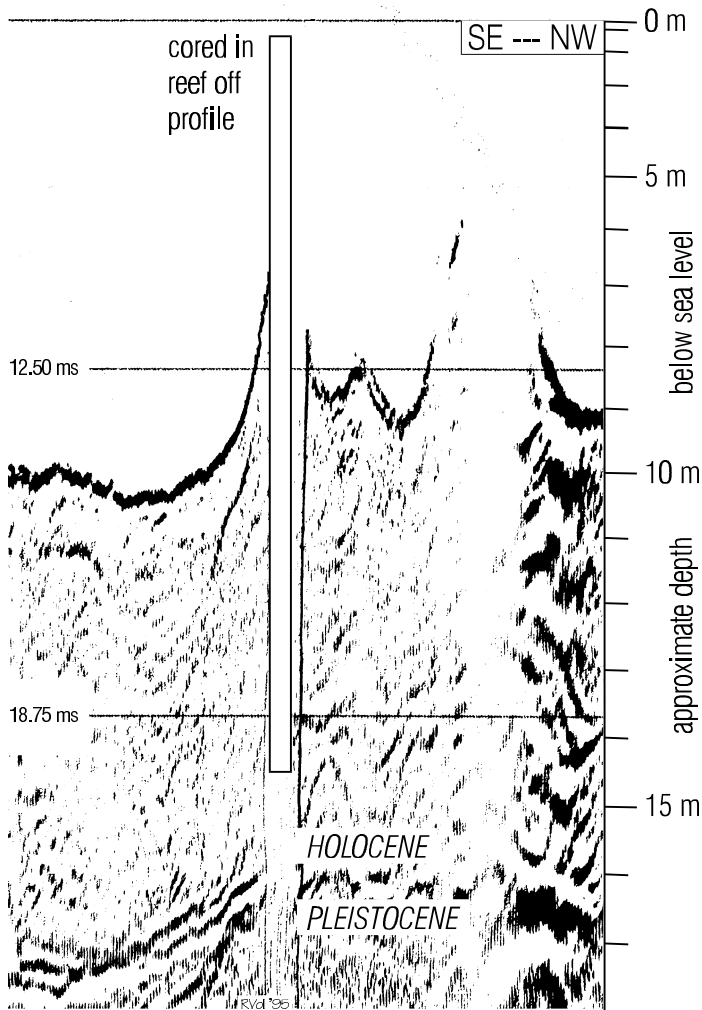


Abb. 60 Kern CH 08 /1+2
Castle Harbour

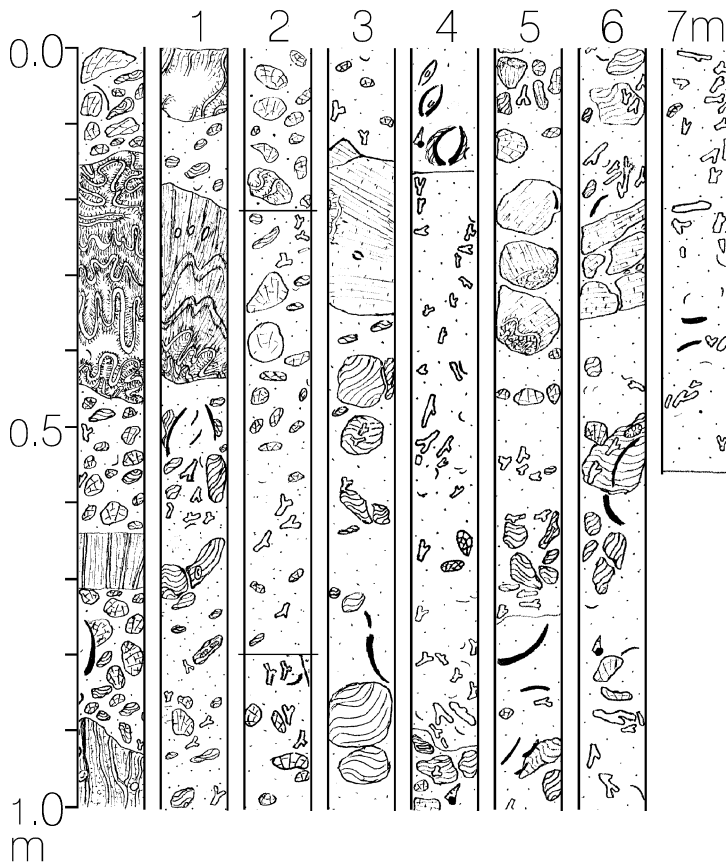
Seismic section

(actual water depth at core site: 1.5 m)

CH 09 /2+4



Core log

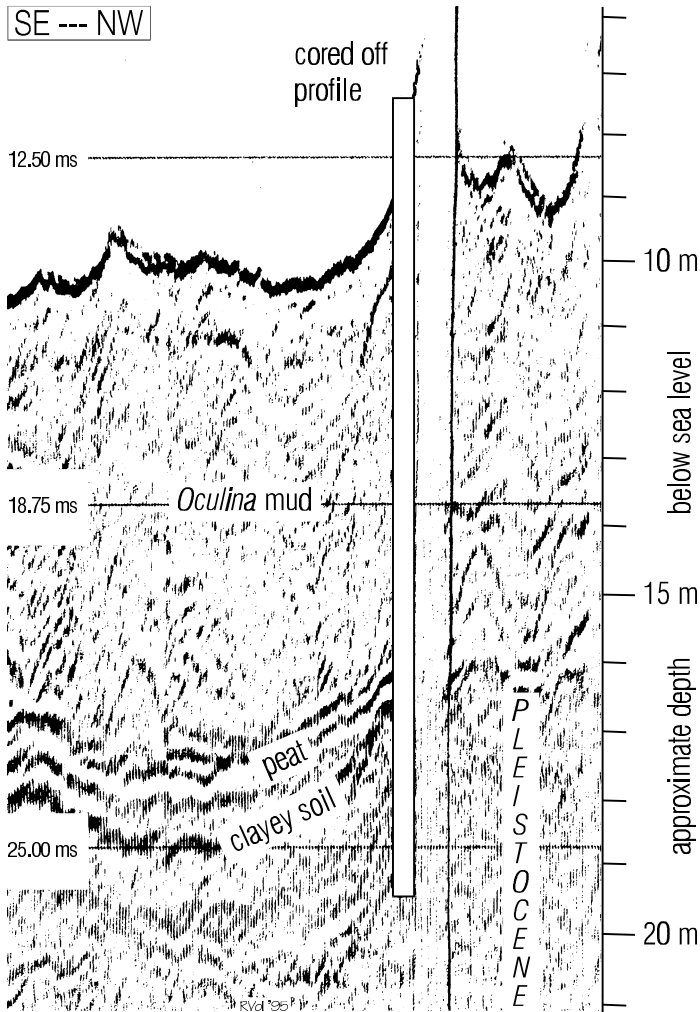


Holocene facies

Seismic section

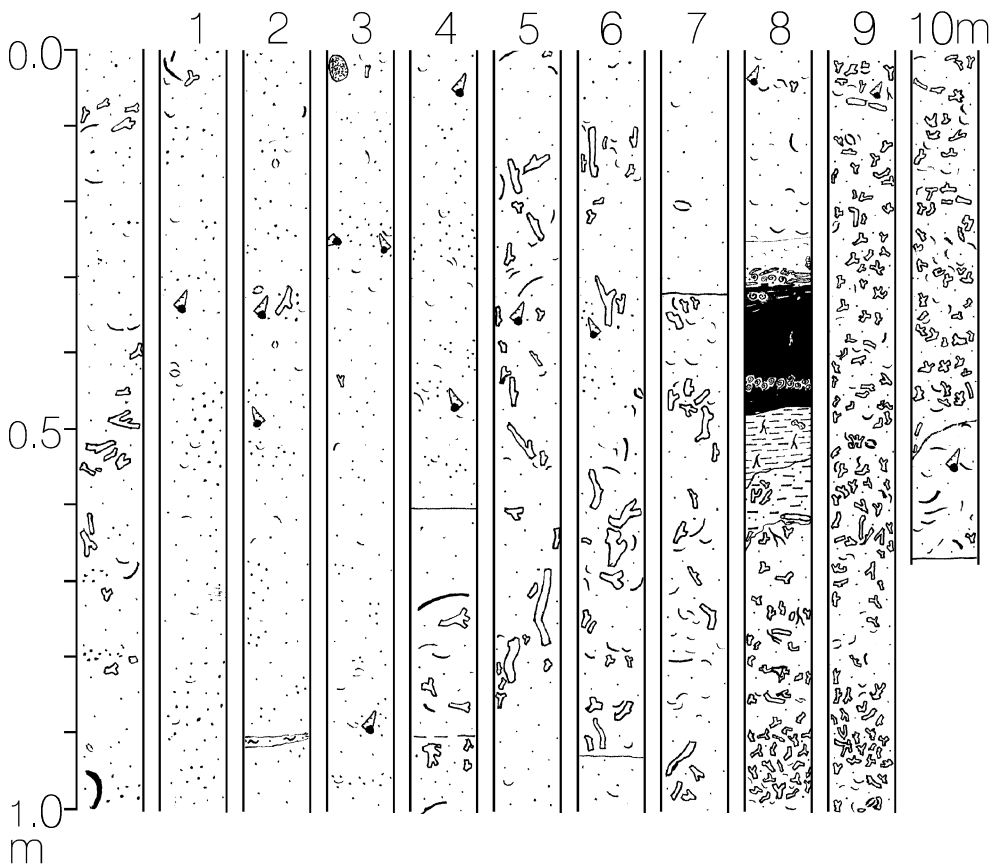
(actual water depth at core site: 7.3 m)

CH 10 /1+2



talus of *Oculina* reef

Core log

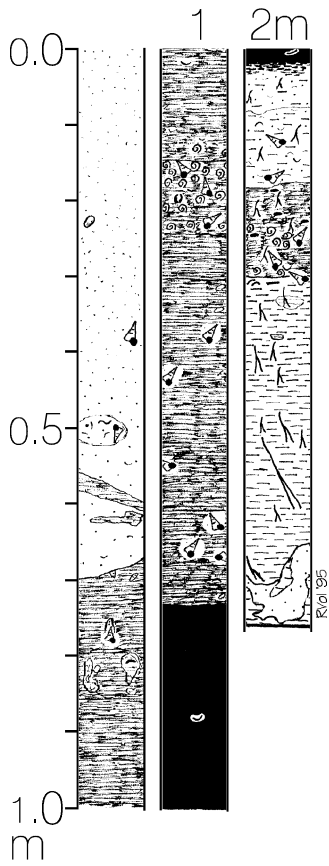


marsh
soil

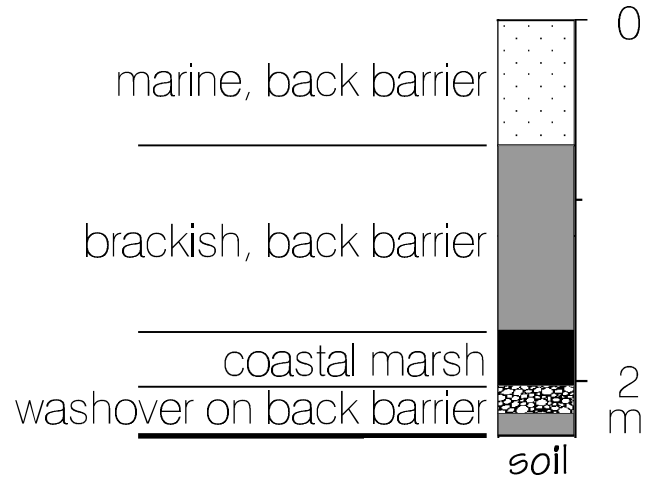
Holocene facies

Abb. 62
Kern CH 10 /1+2
Castle Harbour

Core log
water depth: 7.6 m



GB



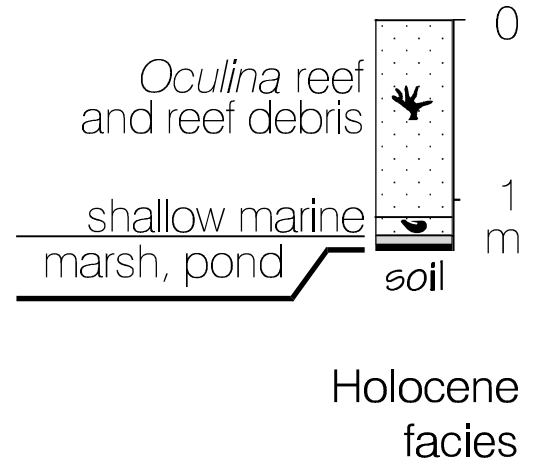
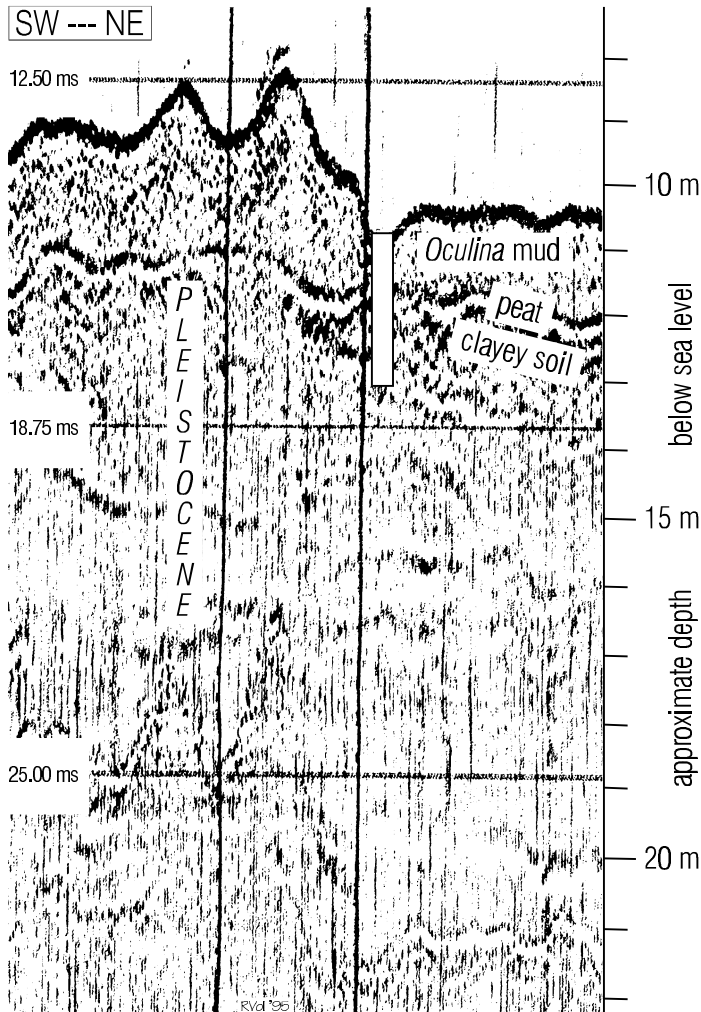
Holocene
facies

Abb. 63 Kern GB
Grotto Bay
Castle Harbour

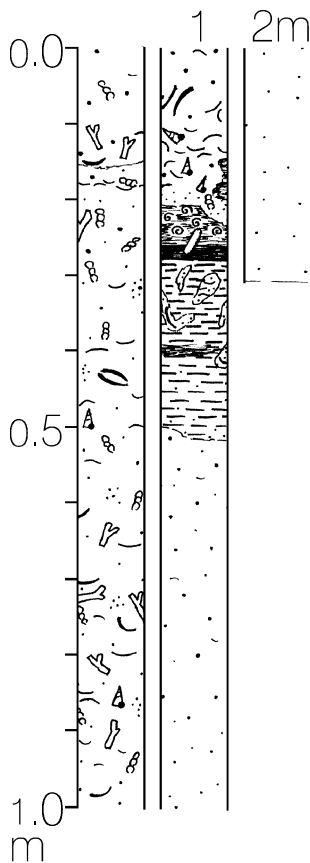
Seismic section

(actual water depth at core site: 11.1 m)

GS 01



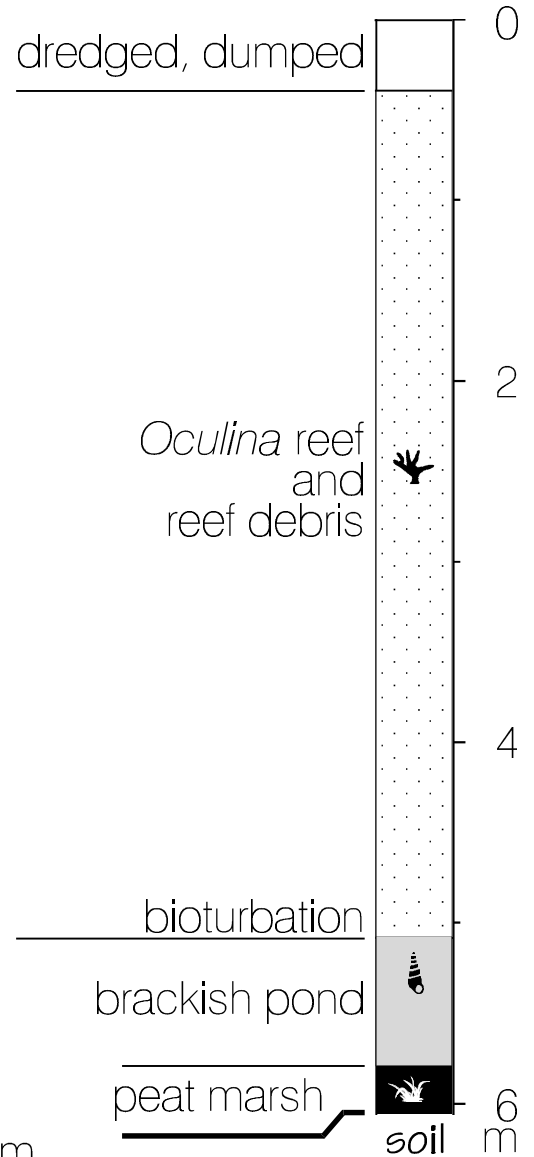
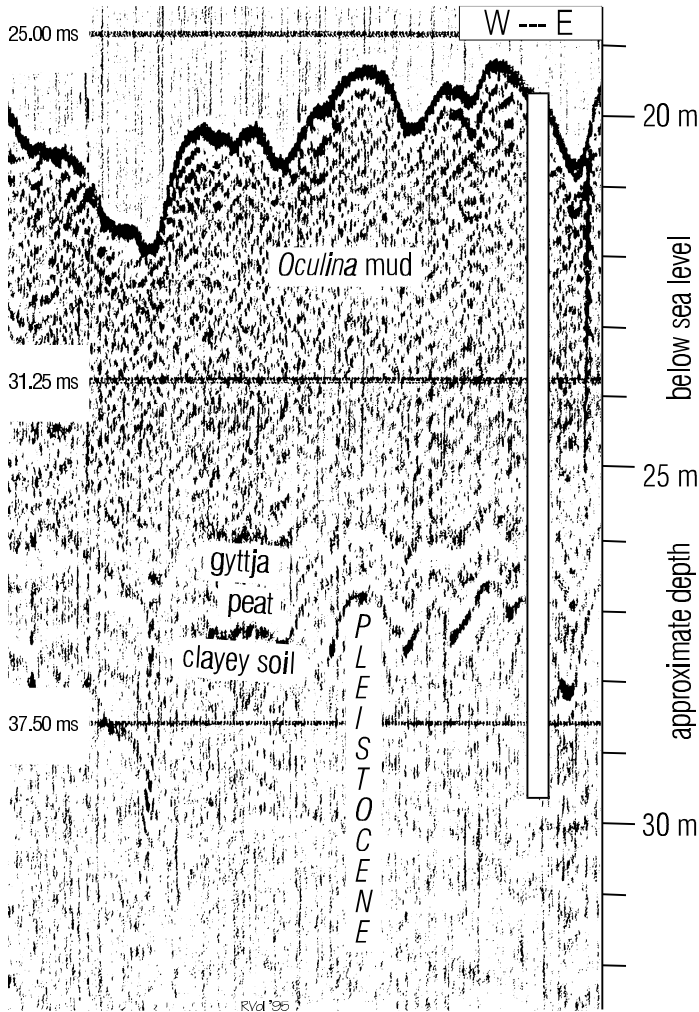
Core log



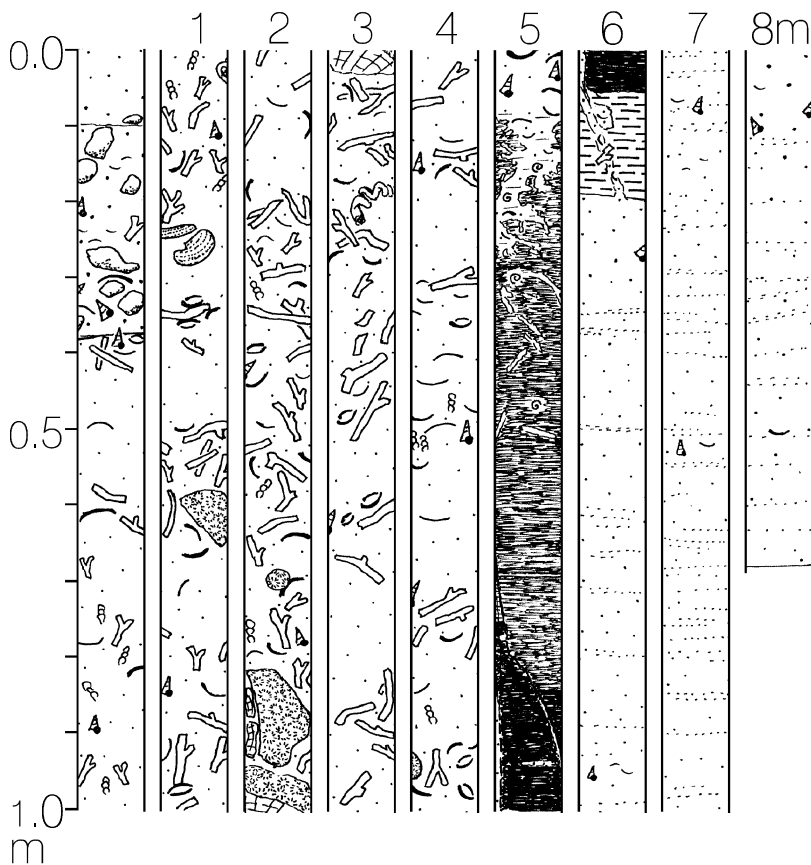
Seismic section

(actual water depth at core site: 20.0 m)

GS 02



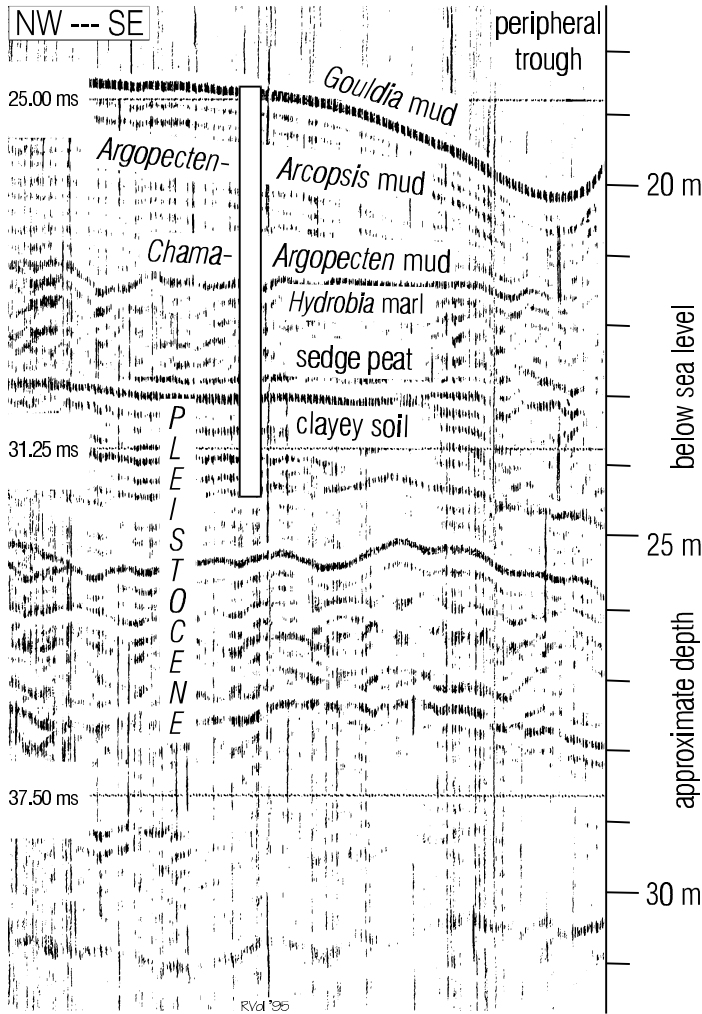
Core log



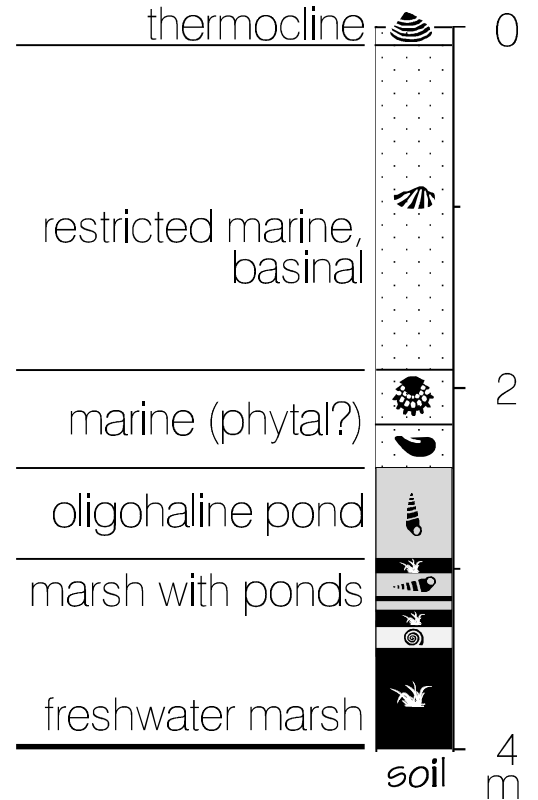
Holocene
facies

Seismic section

(actual water depth at core site: 18.2 m)

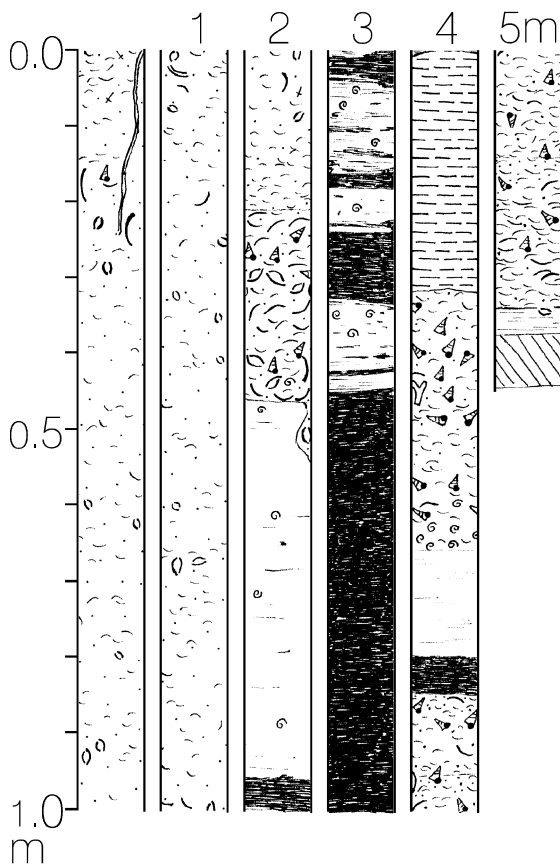


HS-CB 01



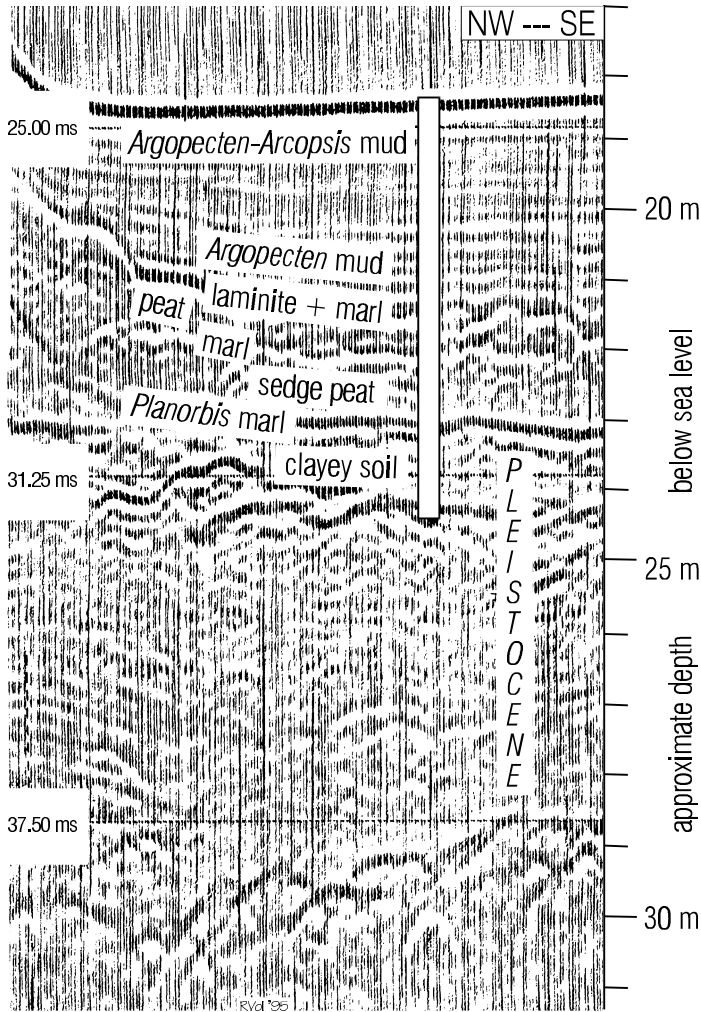
Holocene facies

Core log

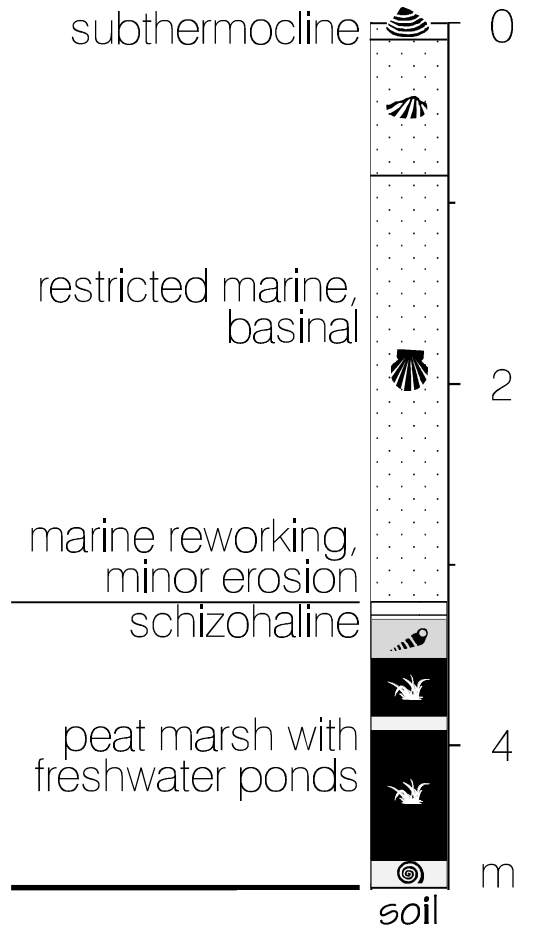


Seismic section

(actual water depth at core site: 18.6 m)

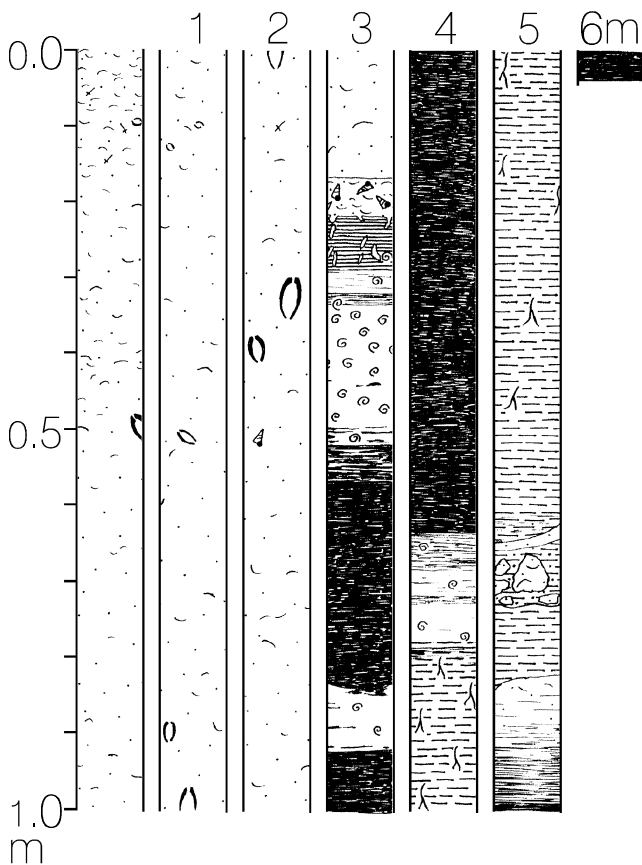


HS-CB 02



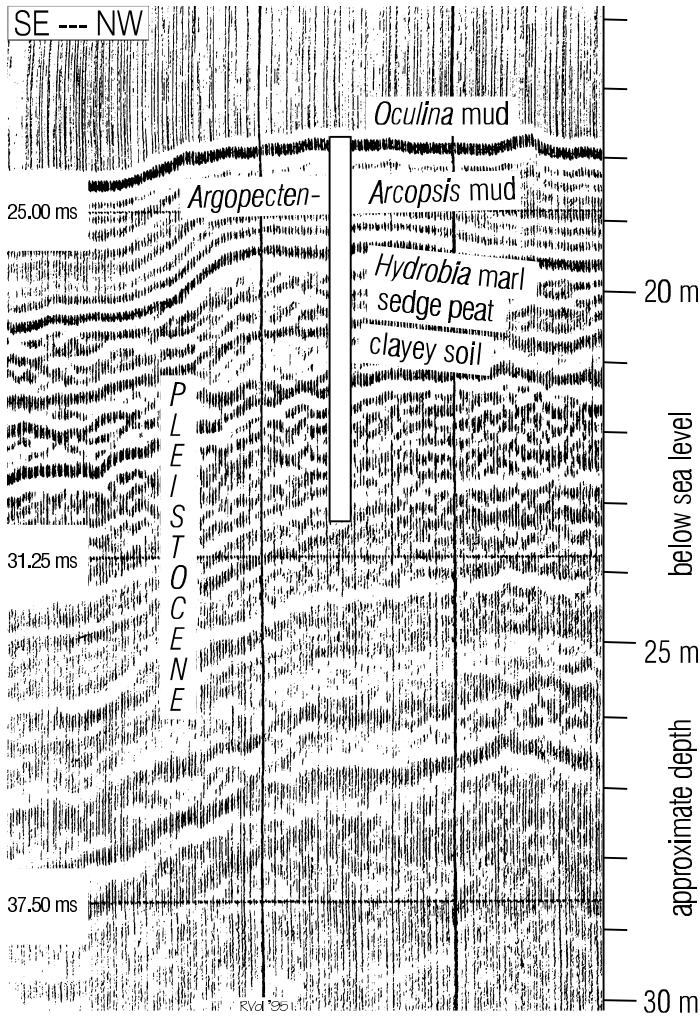
Holocene facies

Core log

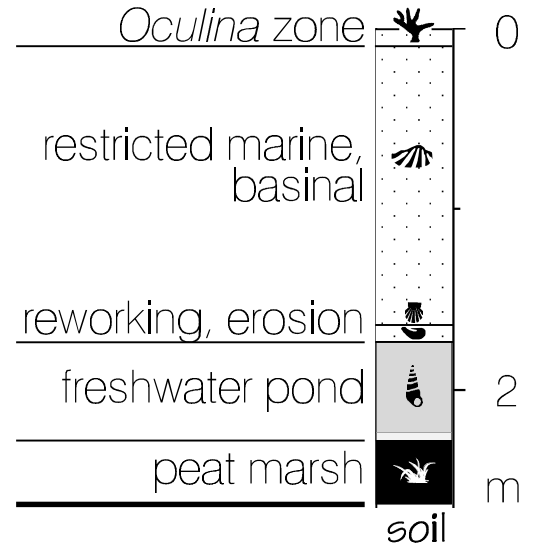


Seismic section

(actual water depth at core site: 17.6 m)

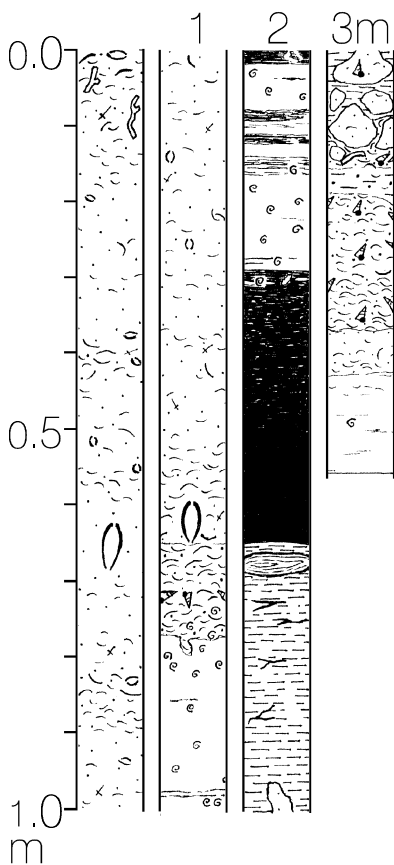


HS-CB 03



Holocene facies

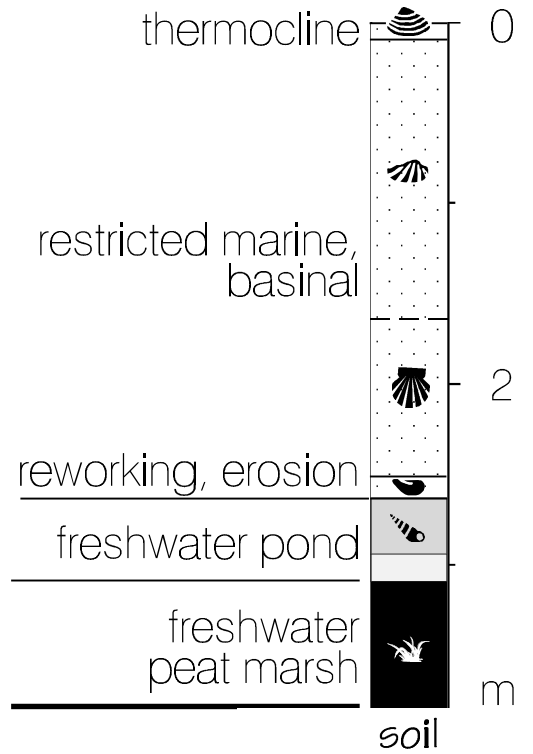
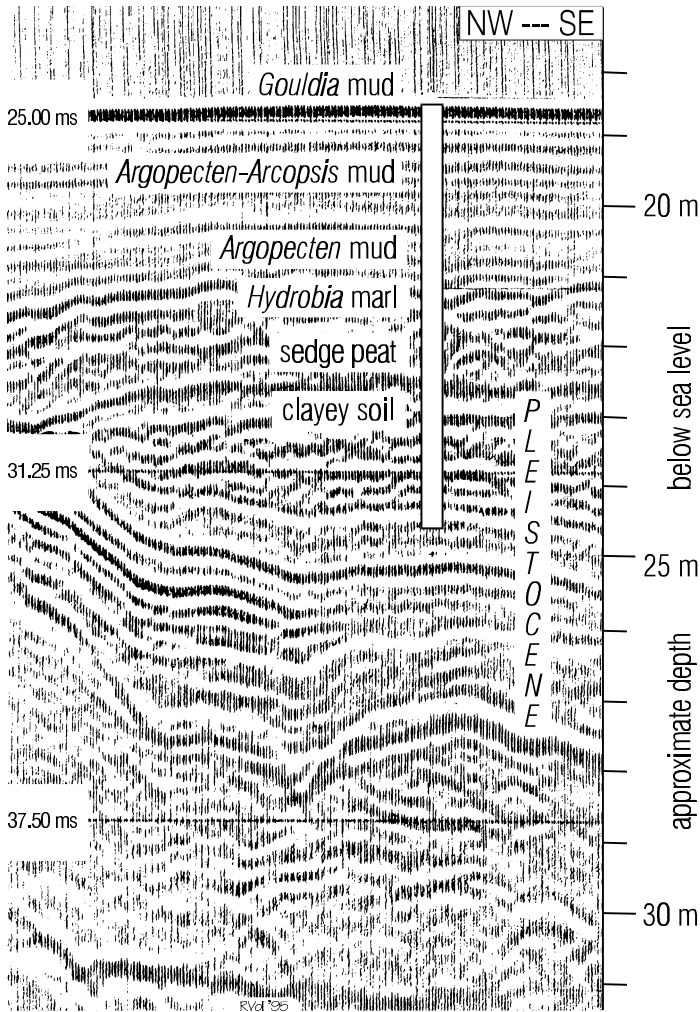
Core log



Seismic section

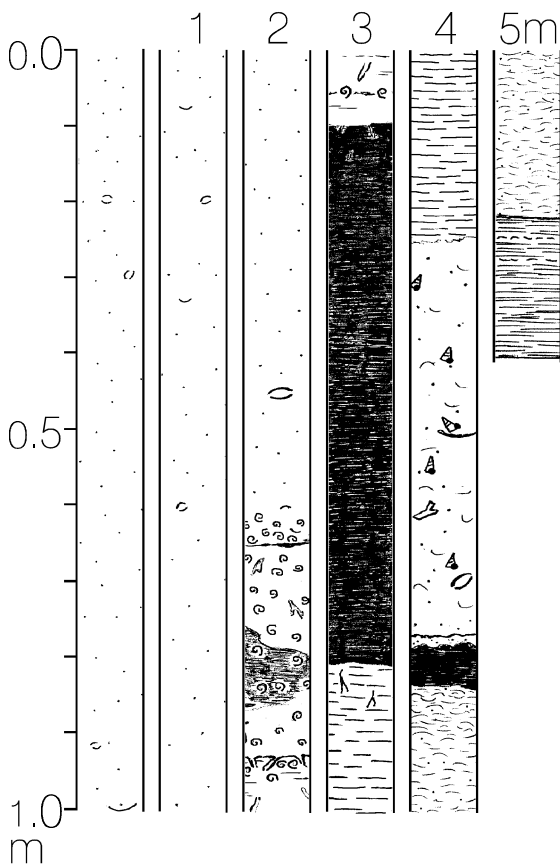
(actual water depth at core site: 18.1 m)

HS-CB 05 /2



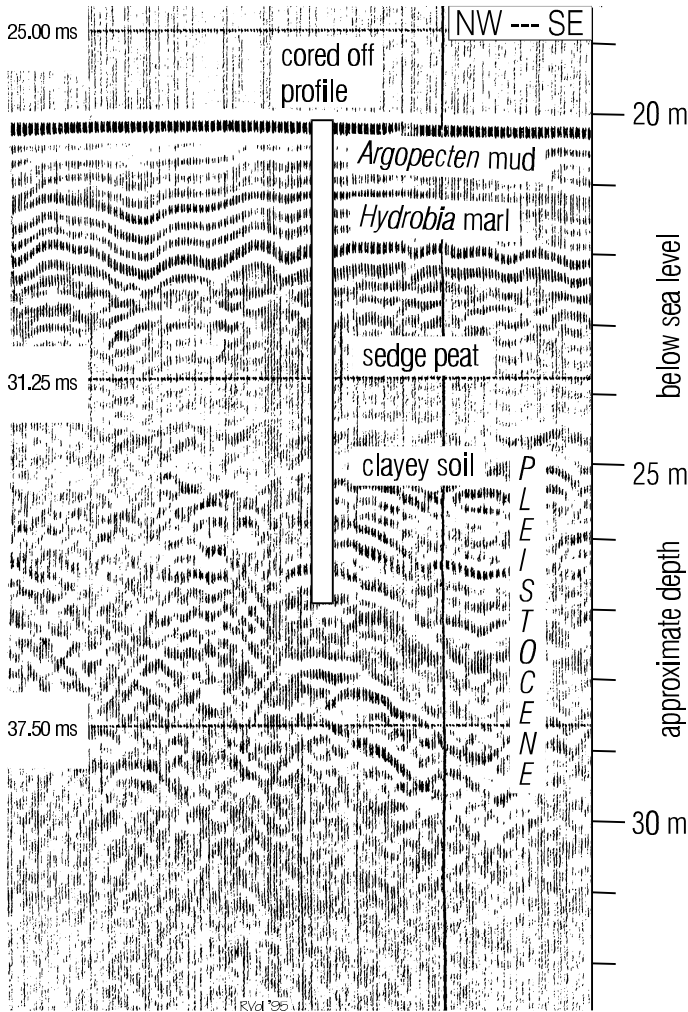
Holocene facies

Core log

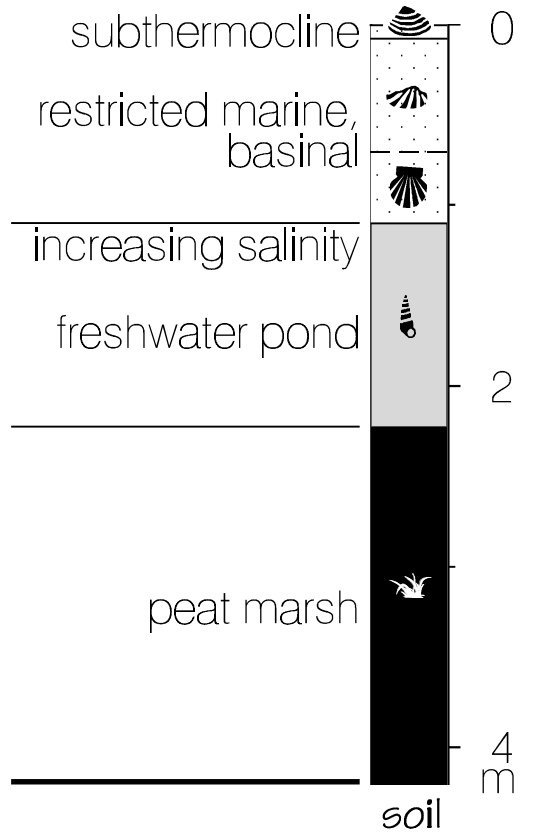


Seismic section

(actual water depth at core site: 20.5 m)

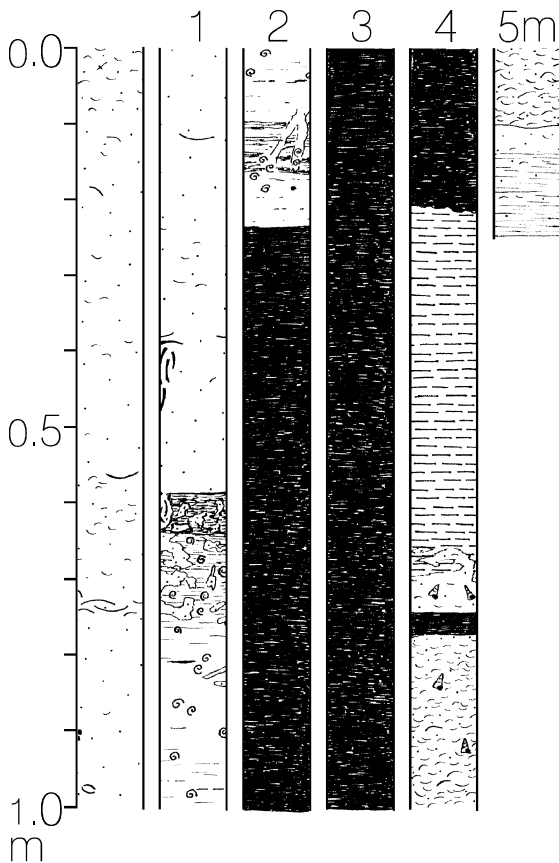


HS-CD 01



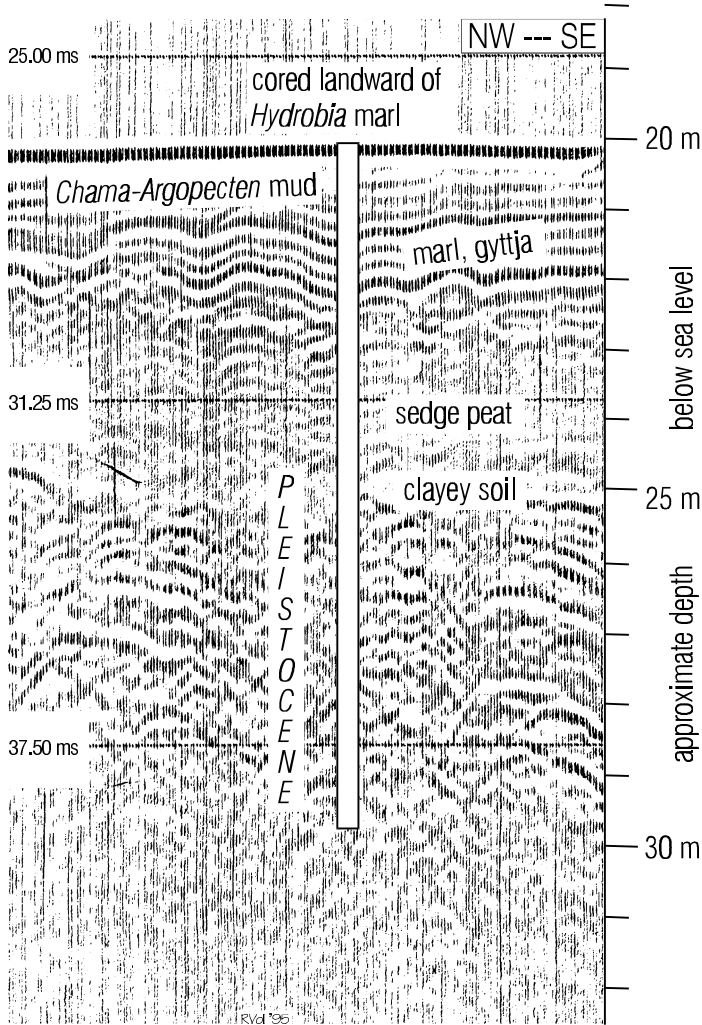
Holocene facies

Core log

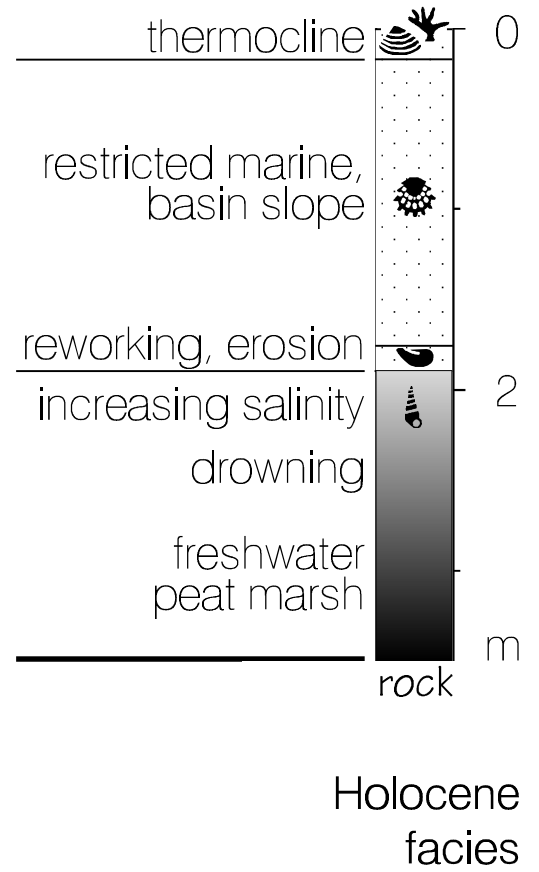


Seismic section

(actual water depth at core site: 17.9 m)



HS-CD 02



Core log

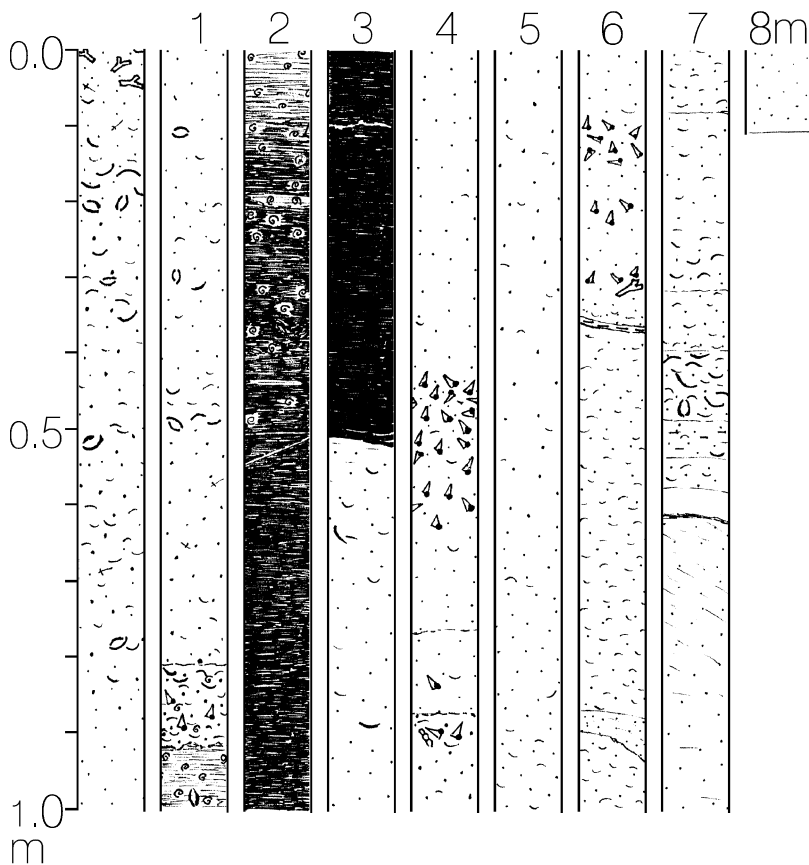
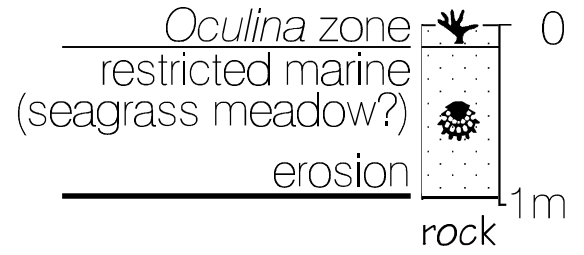
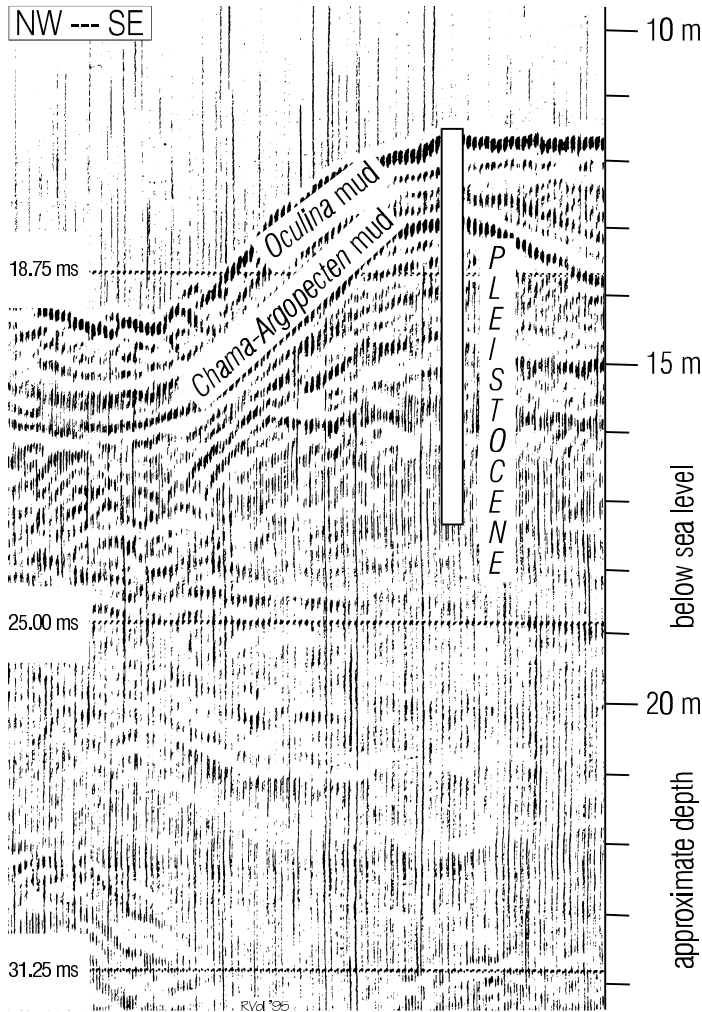


Abb. 71 Kern HS-CD 02
Harrington Sound

Seismic section

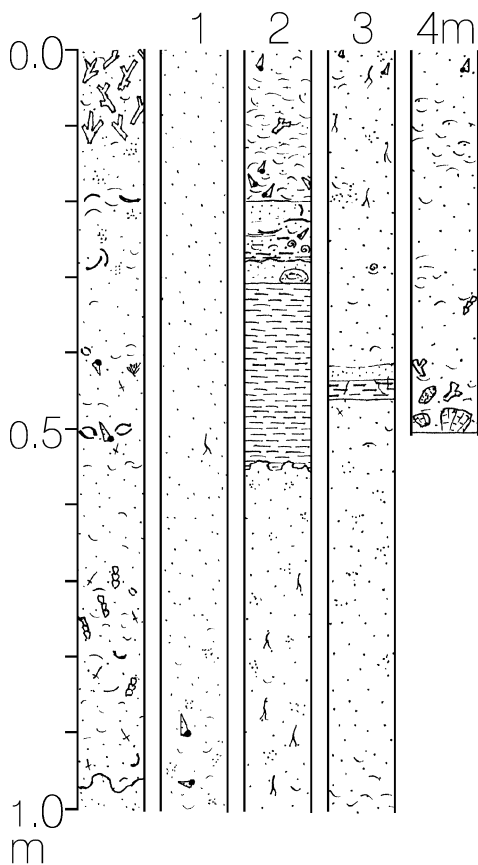
(actual water depth at core site: 11.6 m)

HS-CLP 01



Holocene facies

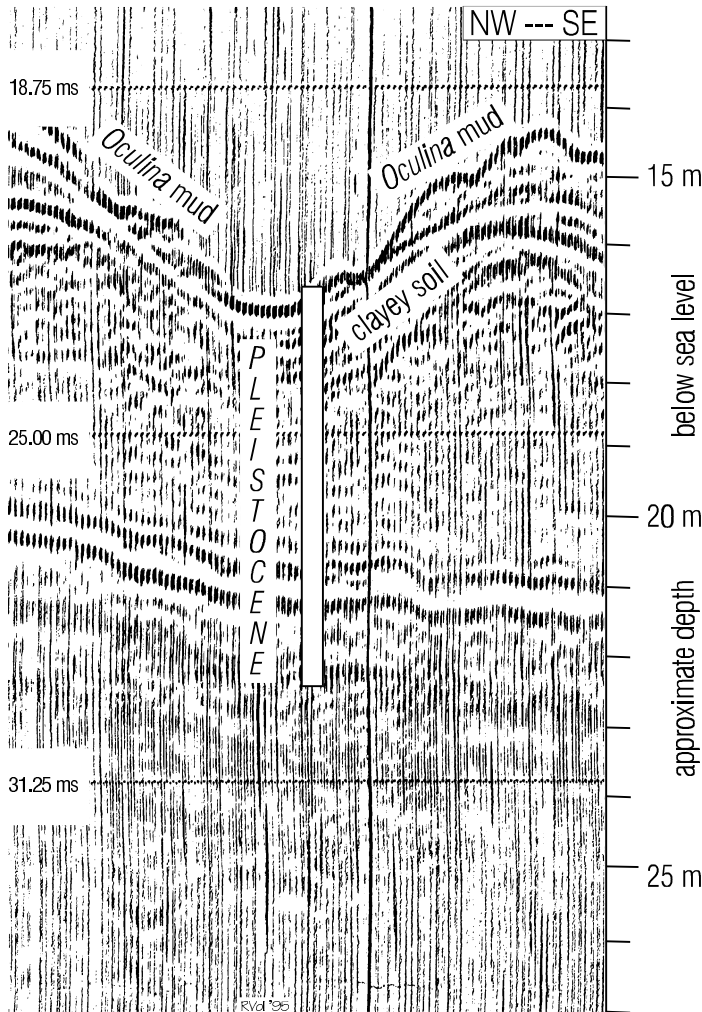
Core log



Seismic section

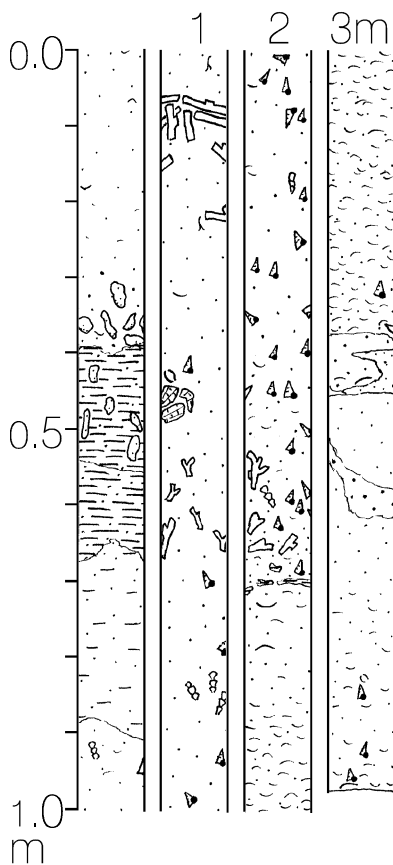
(actual water depth at core site: 16.7 m)

HS-CLP 02



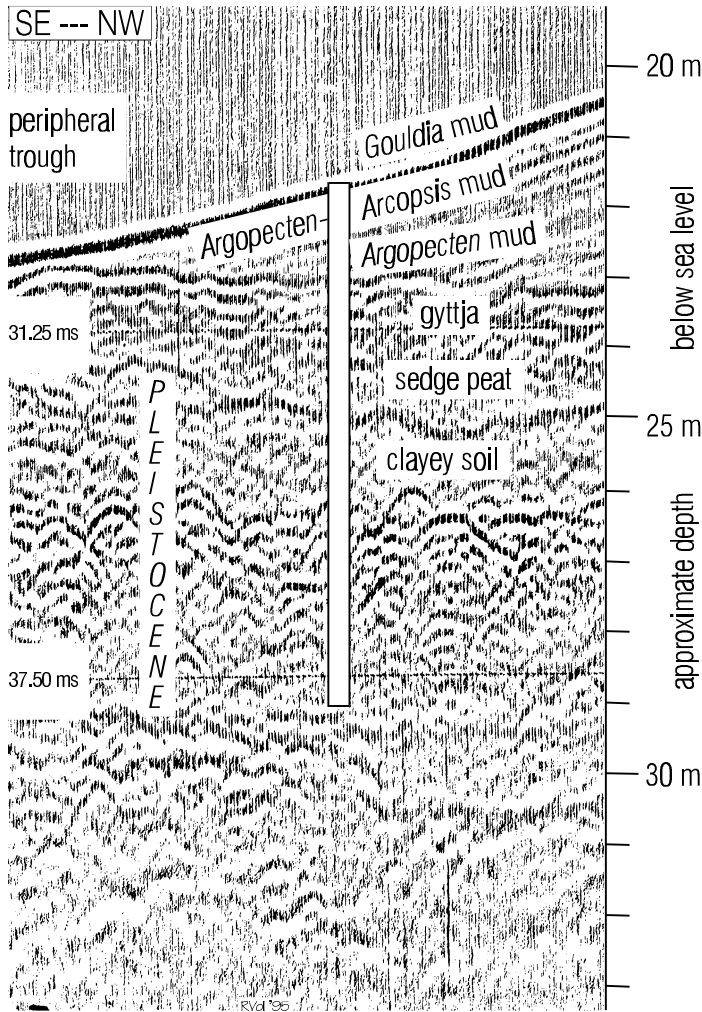
Holocene
facies

Core log

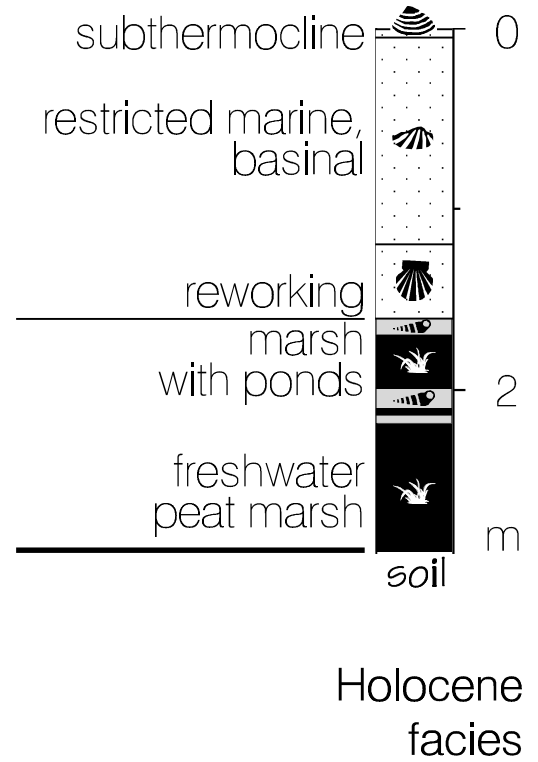


Seismic section

(actual water depth at core site: 21.5 m)



HS-CS /1



Core log

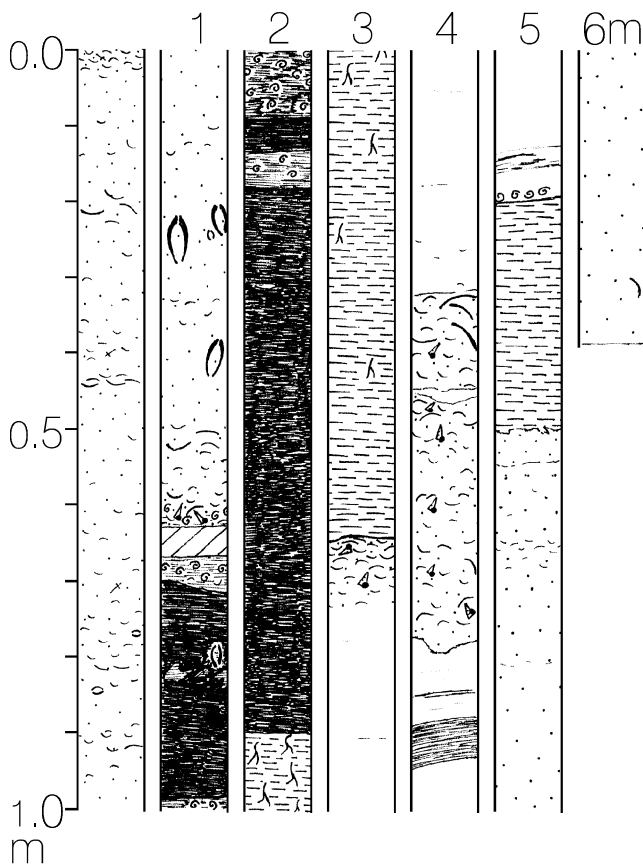
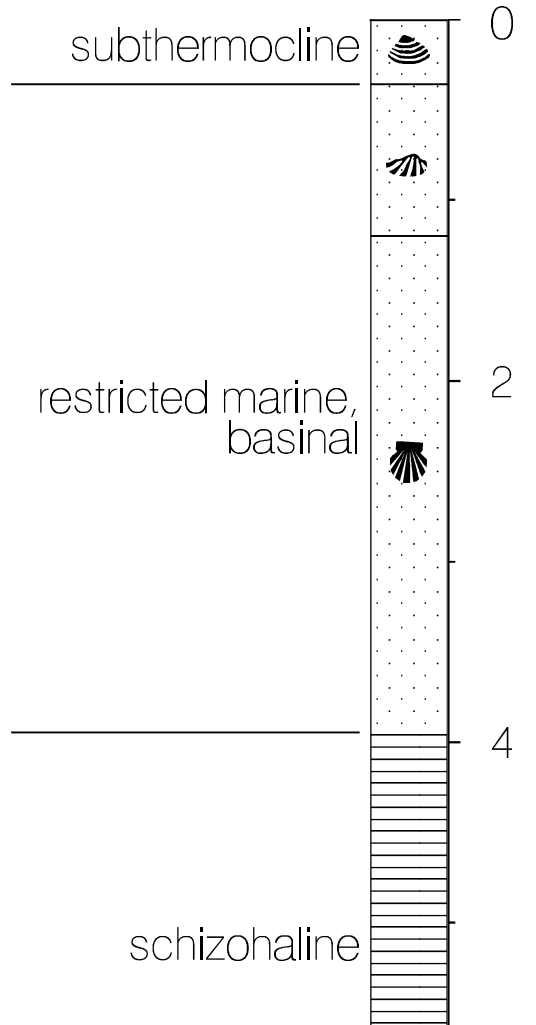
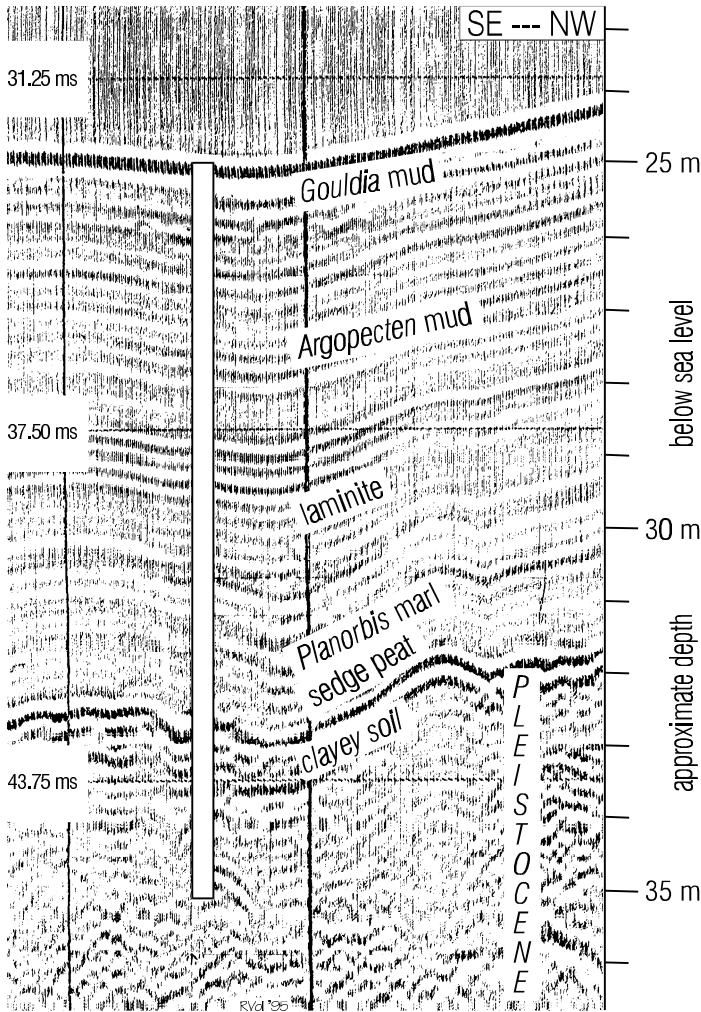


Abb. 74 Kern HS-CS /1
Harrington Sound

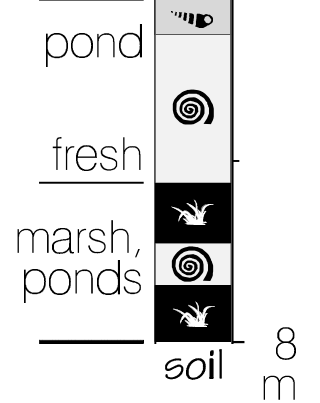
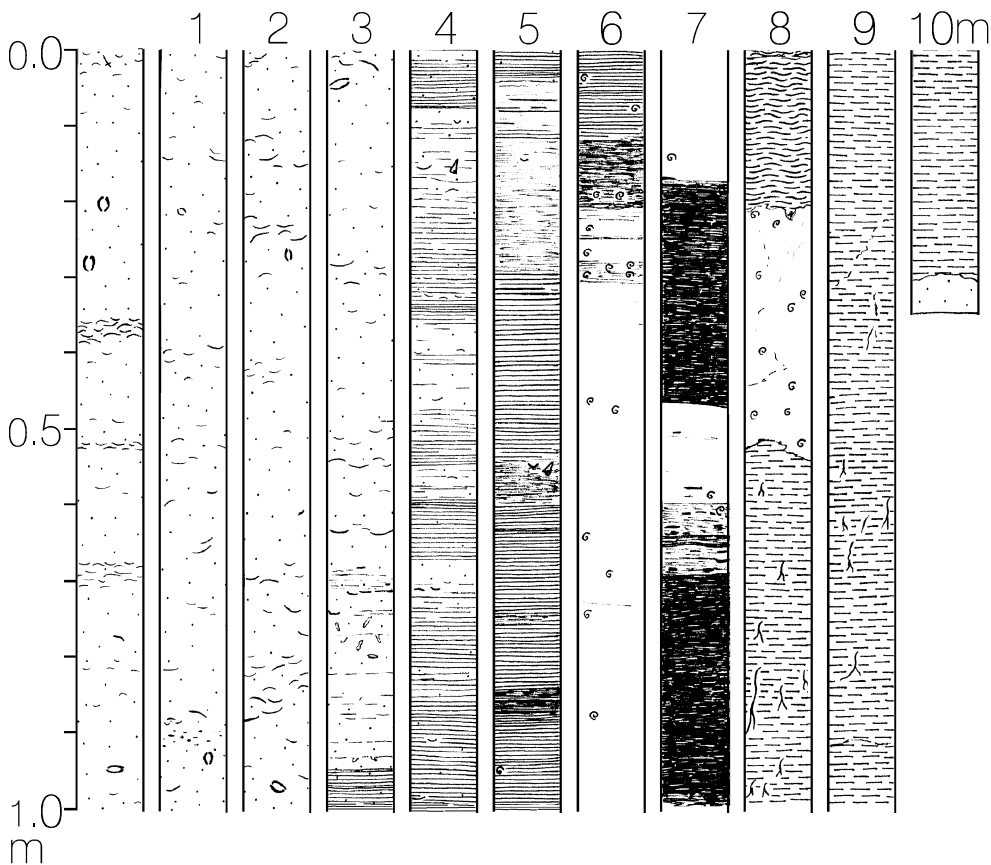
Seismic section

(actual water depth at core site: 24.5 m)

HS-DH /B



Core log



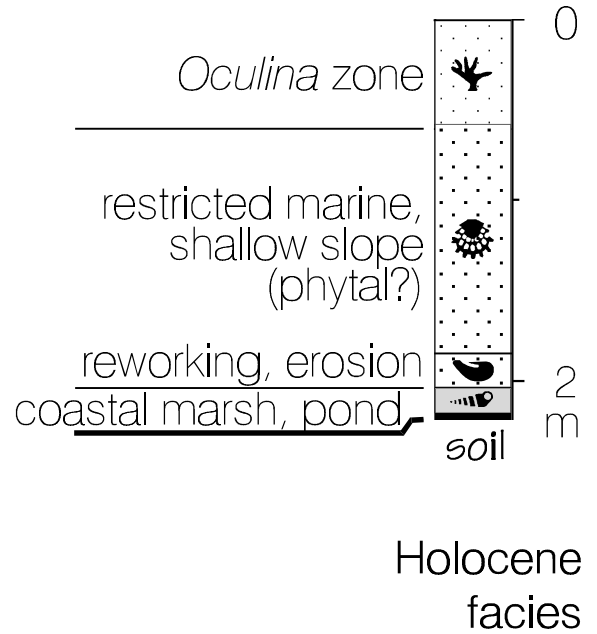
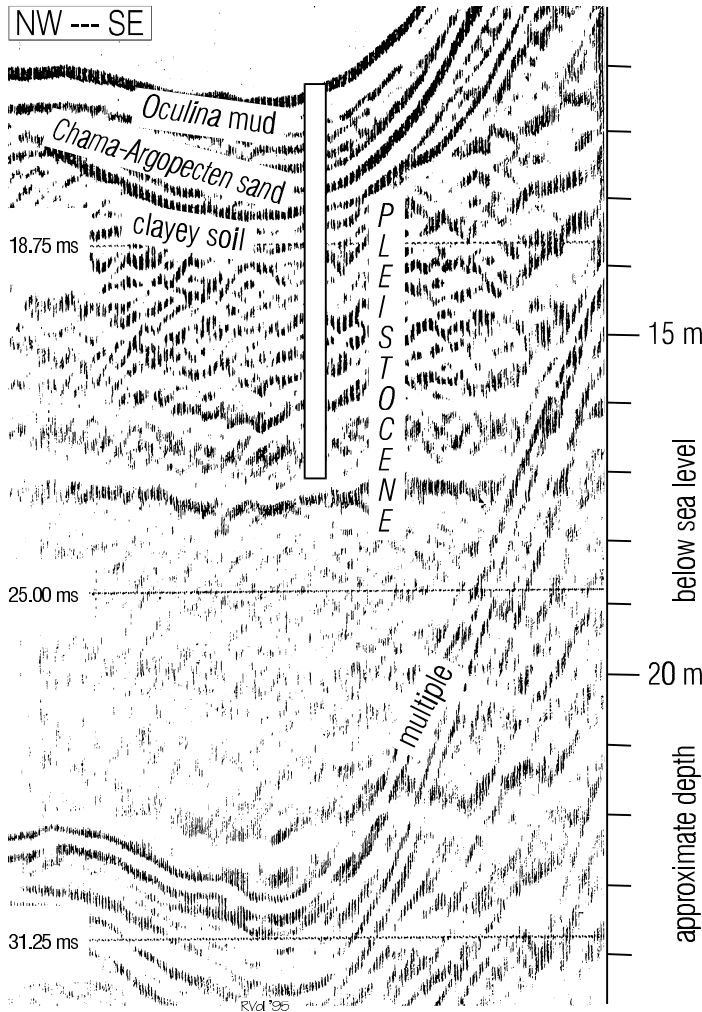
Holocene facies

Abb. 75
Kern HS-DH /B
Harrington Sound

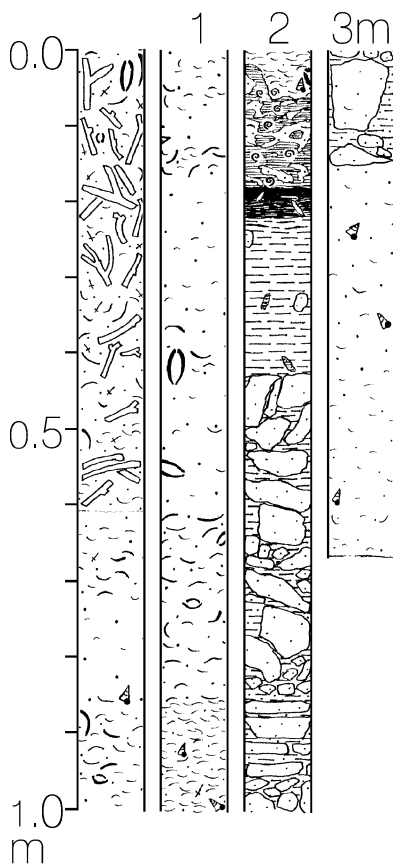
Seismic section

(actual water depth at core site: 11.3 m)

HS-HI 01



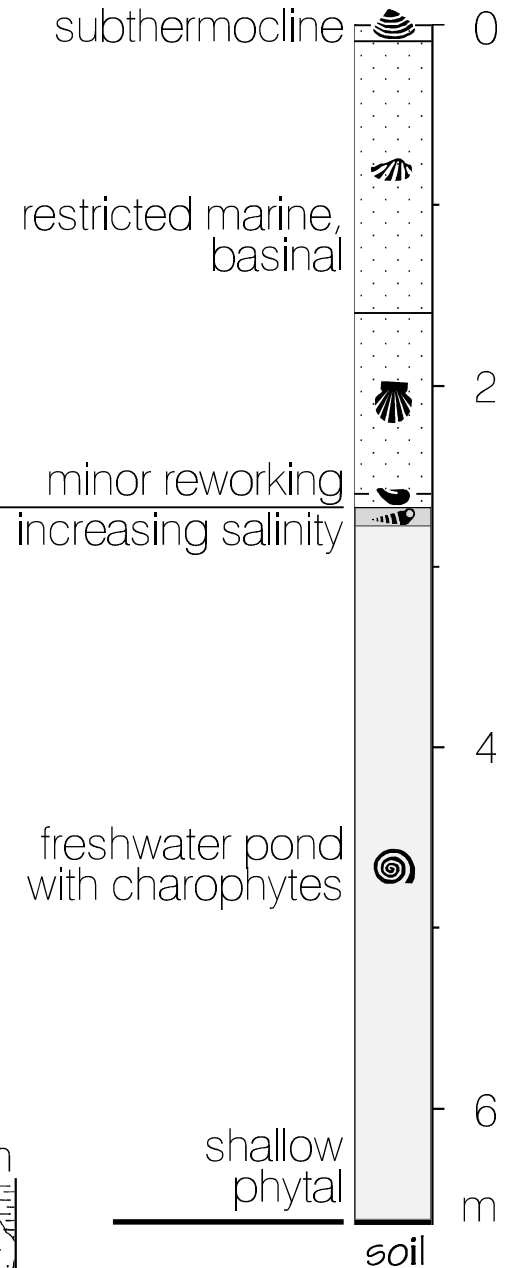
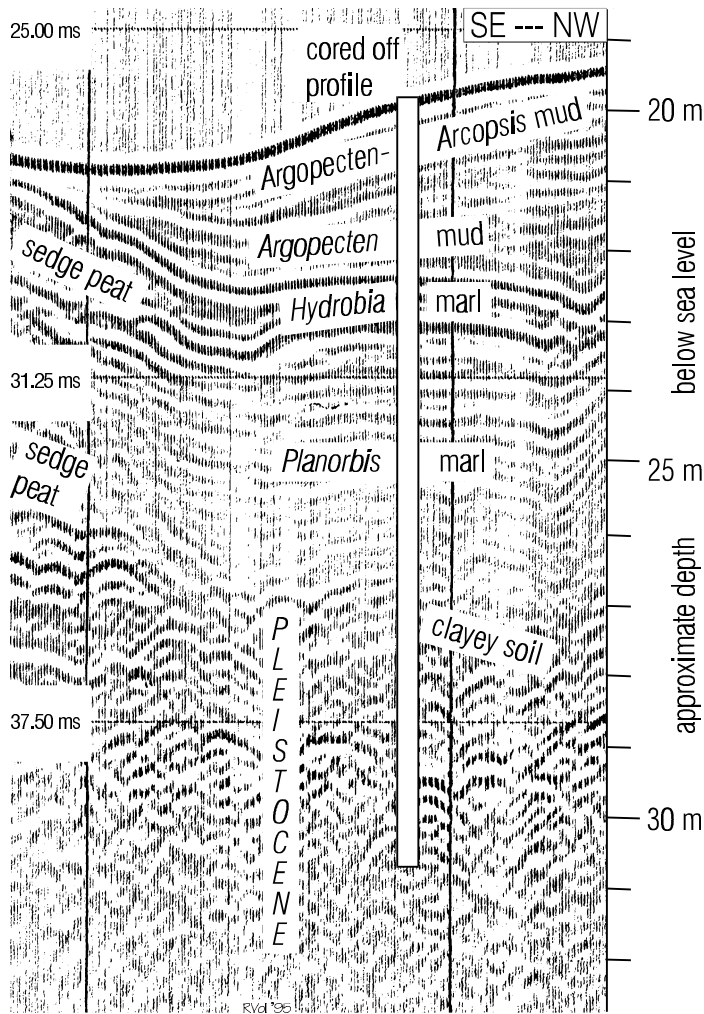
Core log



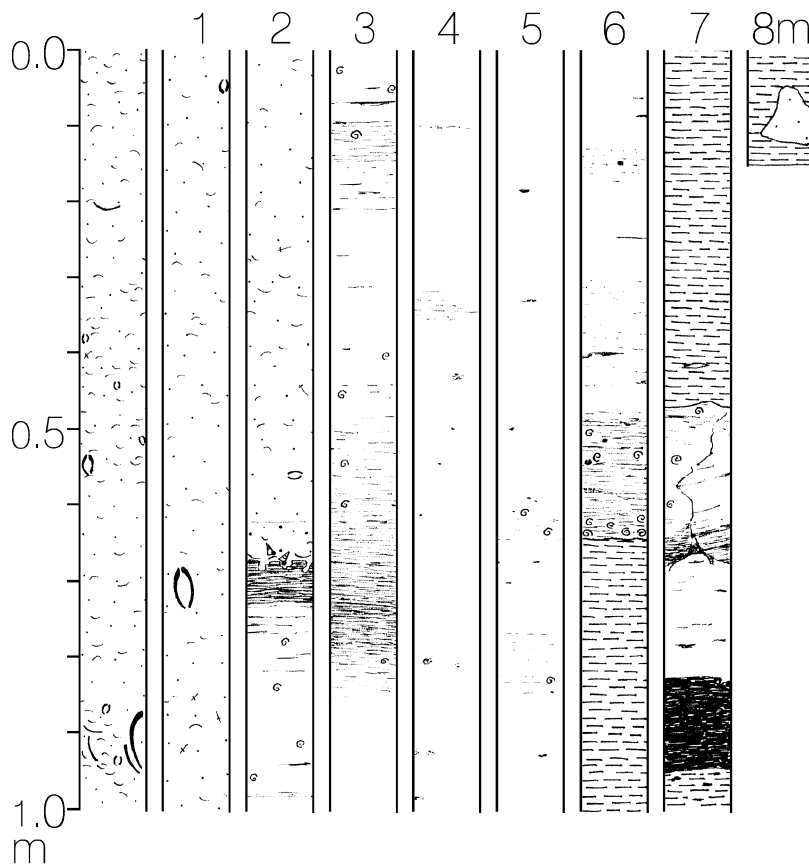
Seismic section

(actual water depth at core site: 19.6 m)

HS-HI 02



Core log

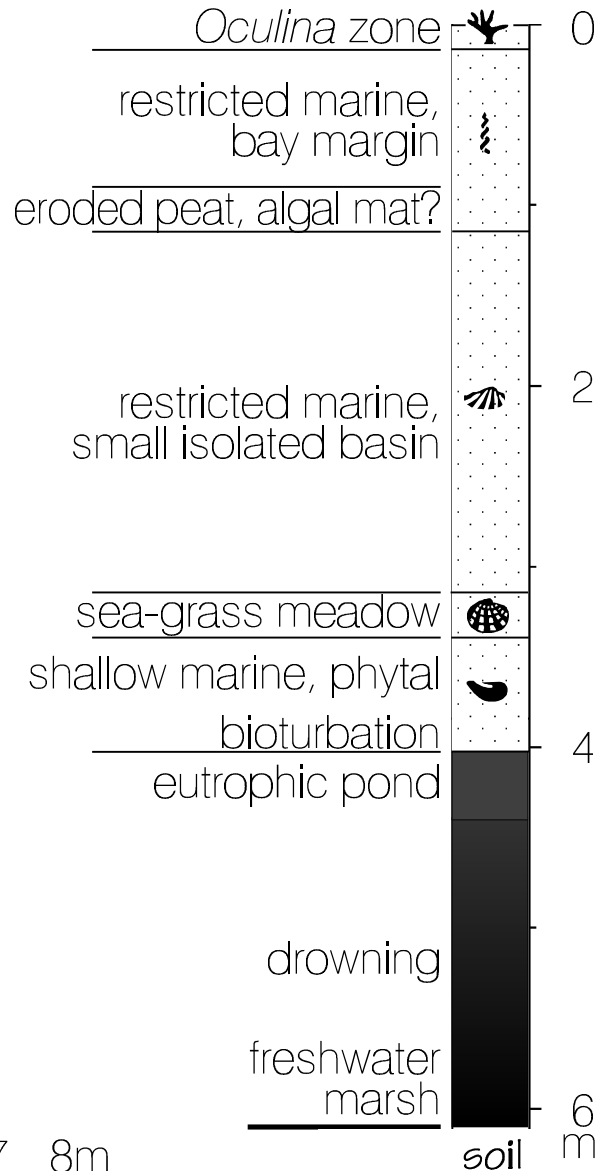
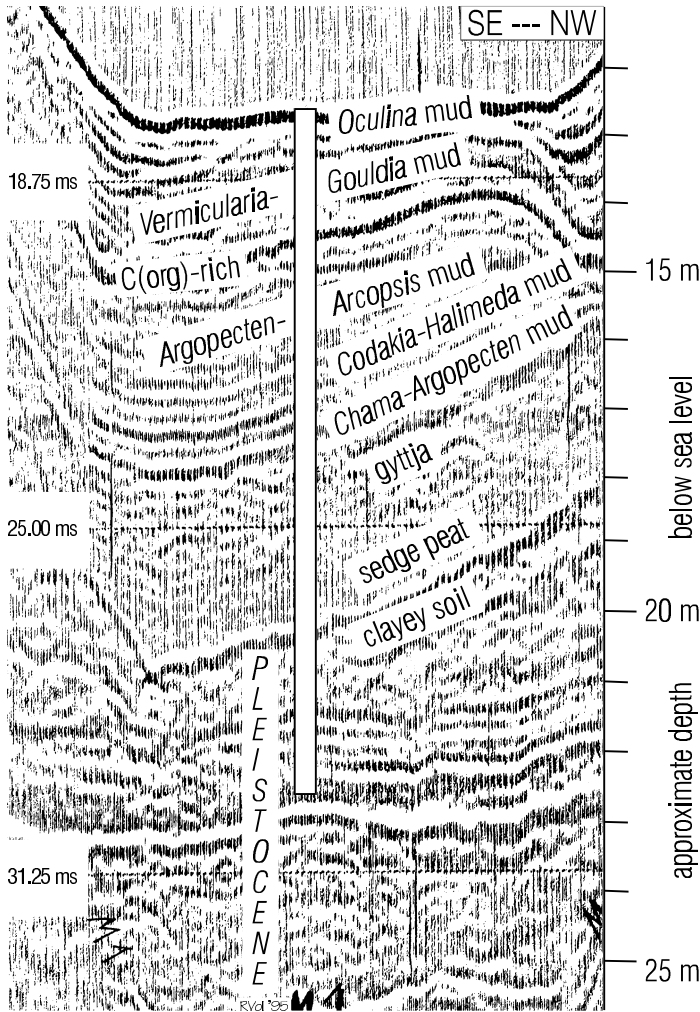


Holocene facies

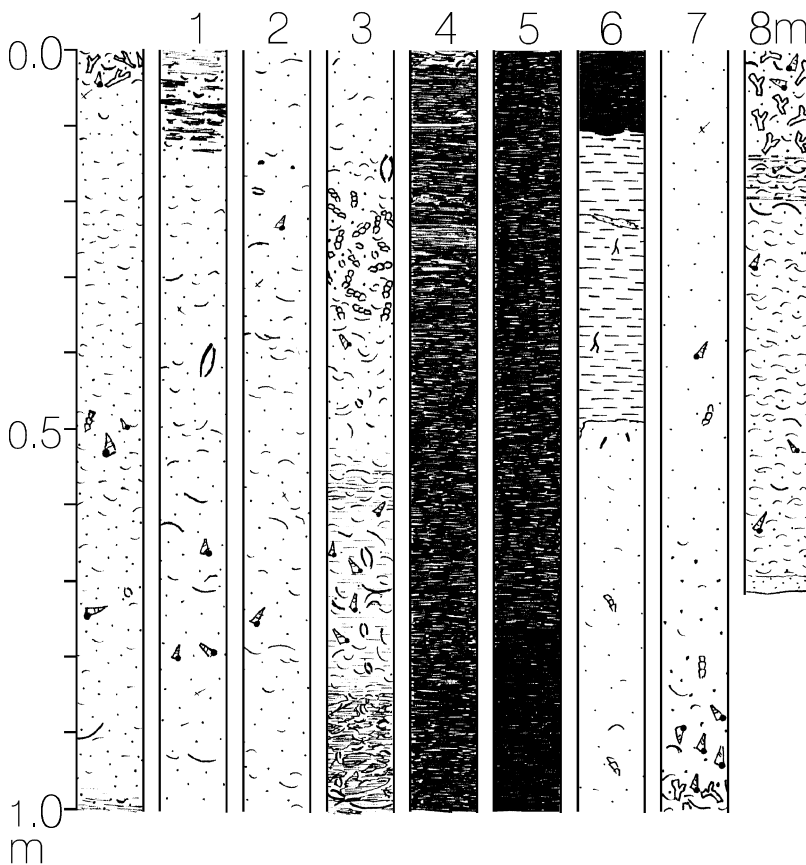
Seismic section

(actual water depth at core site: 13.2 m)

HS-MLB 01 /3



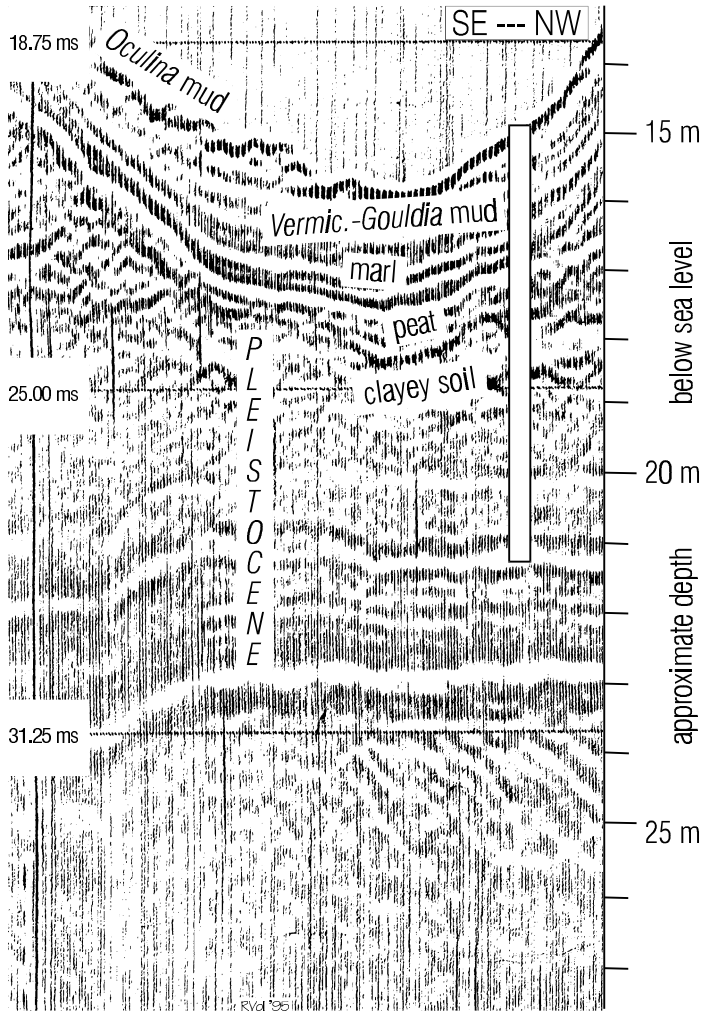
Core log



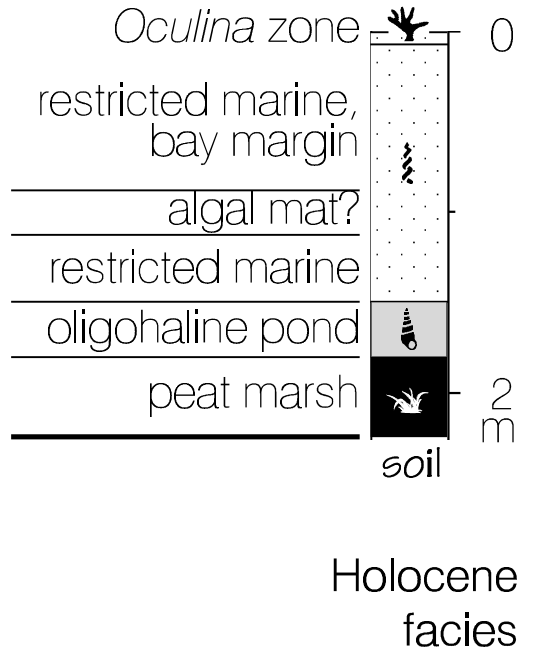
Holocene facies

Seismic section

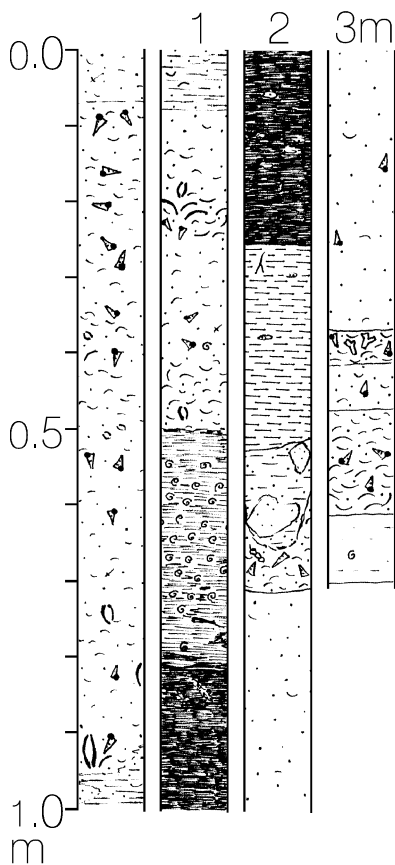
(actual water depth at core site: 16.2 m)



HS-MLB 02 /2

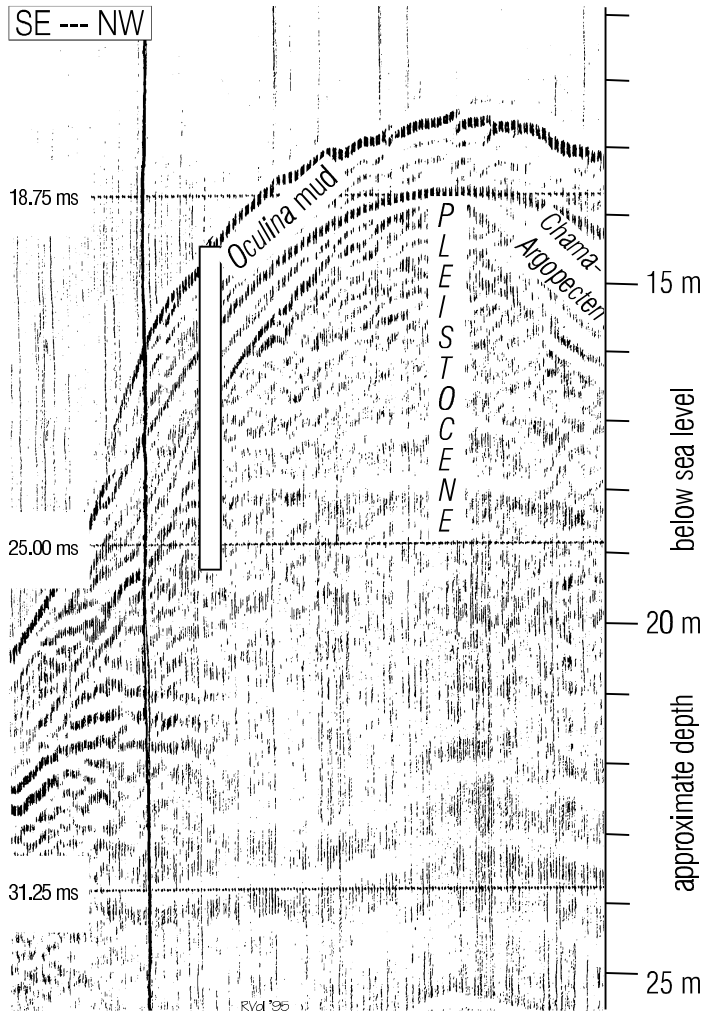


Core log

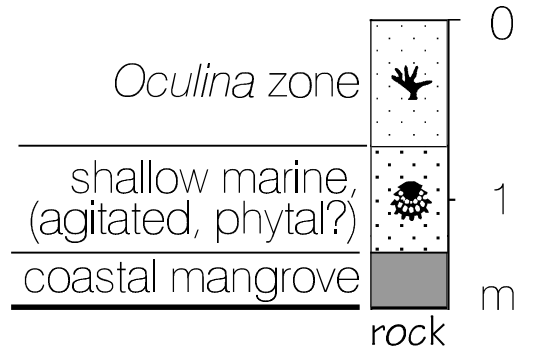


Seismic section

(actual water depth at core site: 14.6 m)

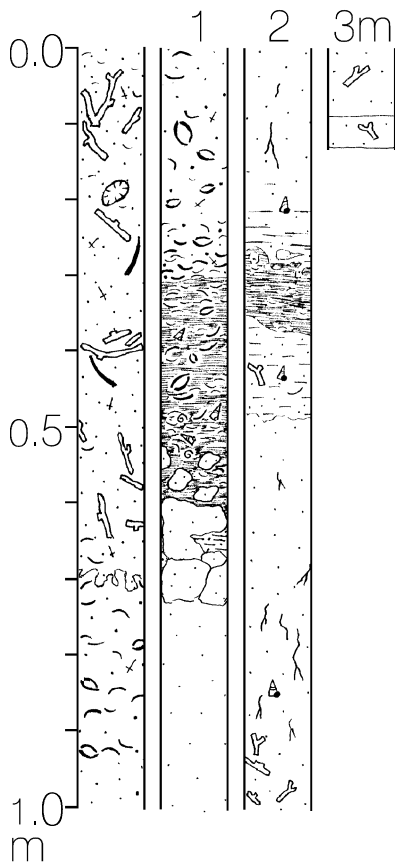


HS-MR 01



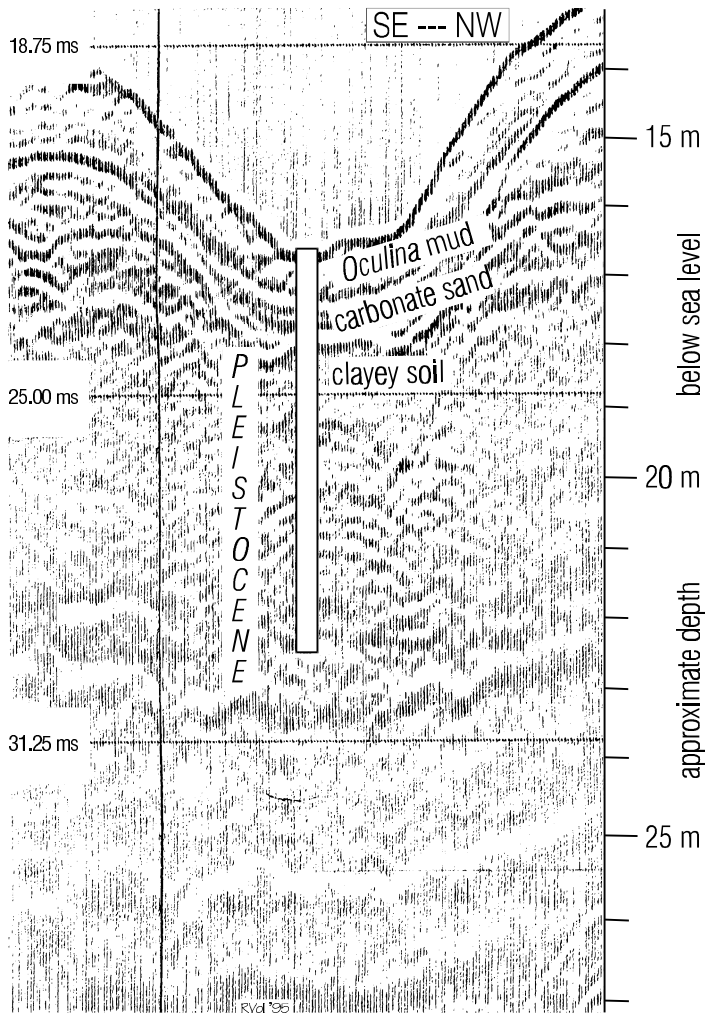
Holocene facies

Core log

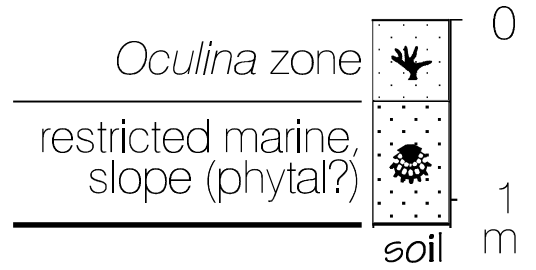


Seismic section

(actual water depth at core site: 16.5 m)

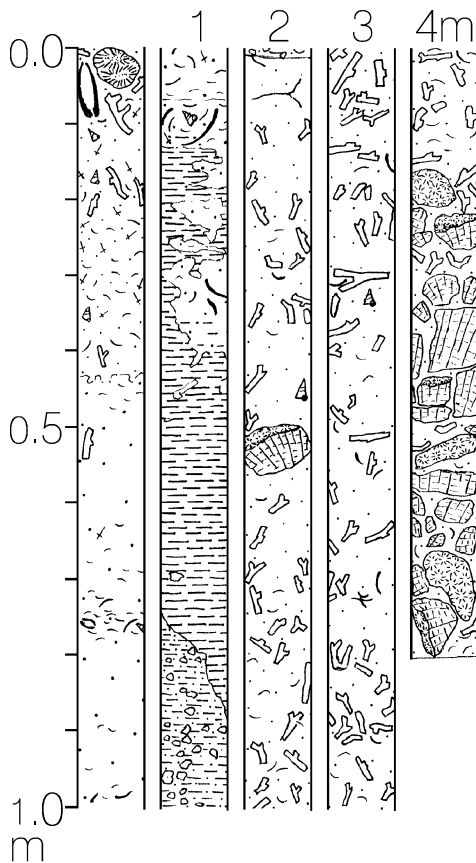


HS-MR 02



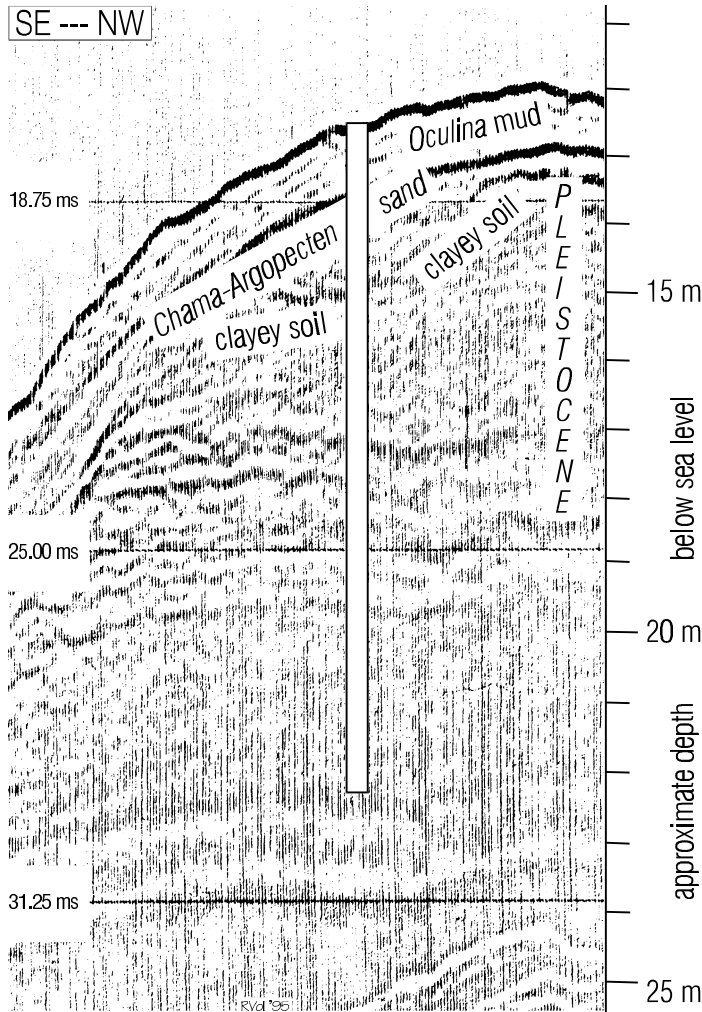
Holocene
facies

Core log

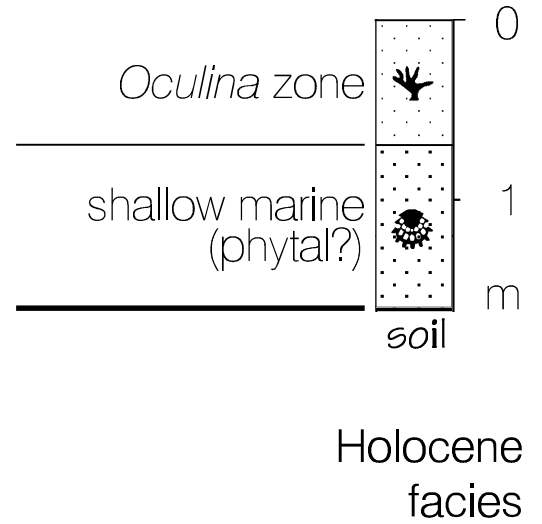


Seismic section

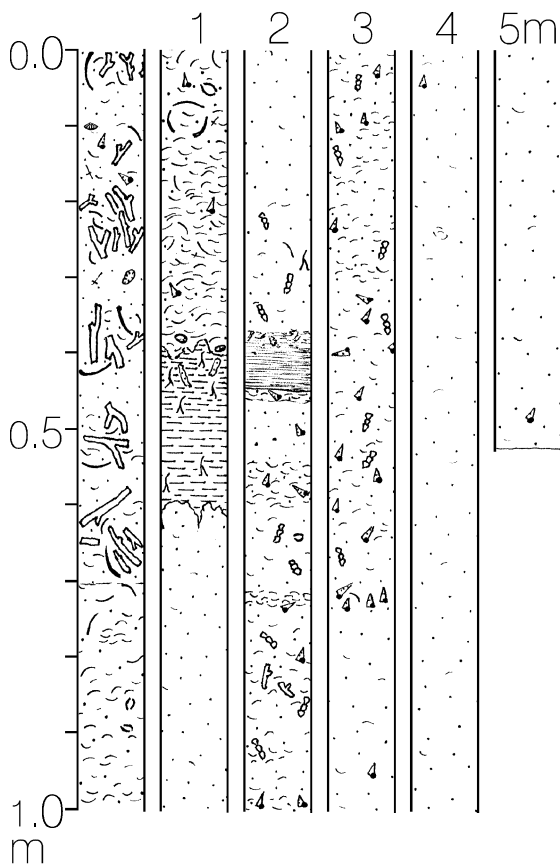
(actual water depth at core site: 13.0 m)



HS-MR 04 /2

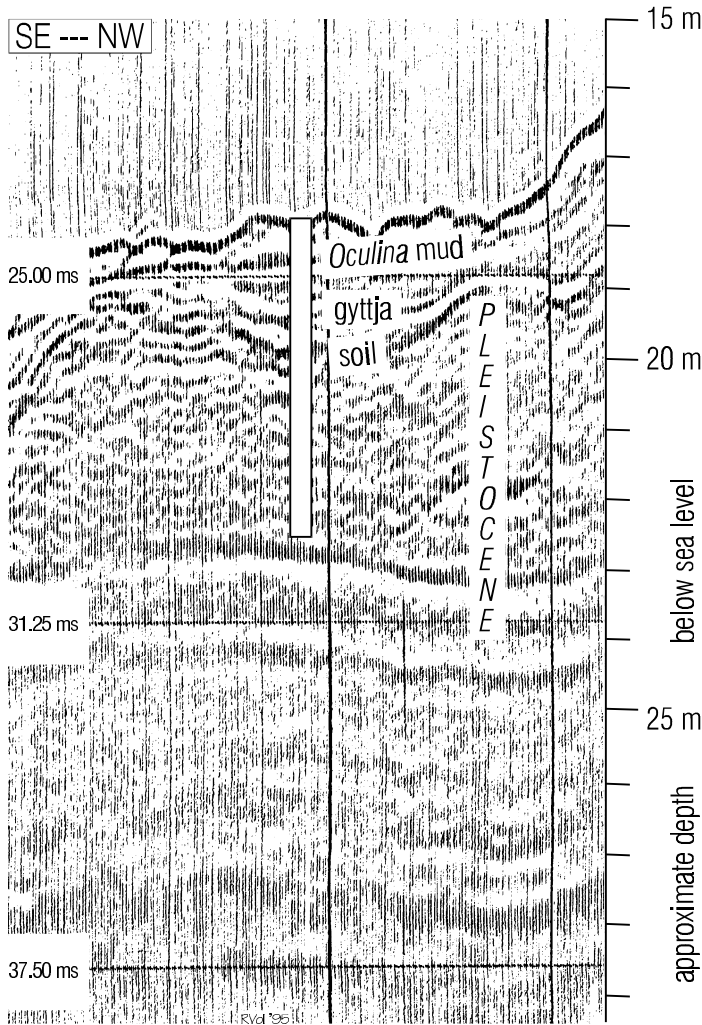


Core log



Seismic section

(actual water depth at core site: 18.1 m)

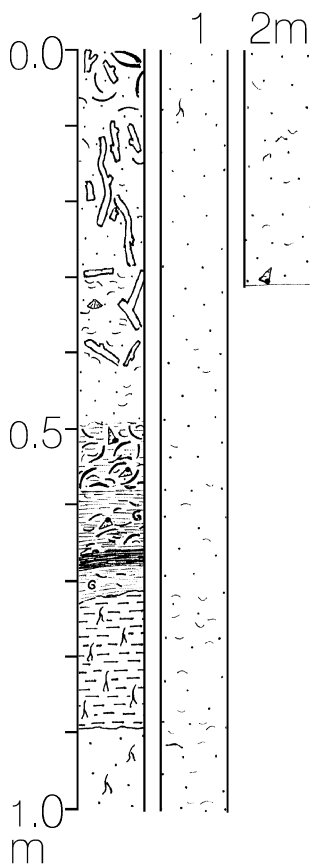


HS-MR 05 /2



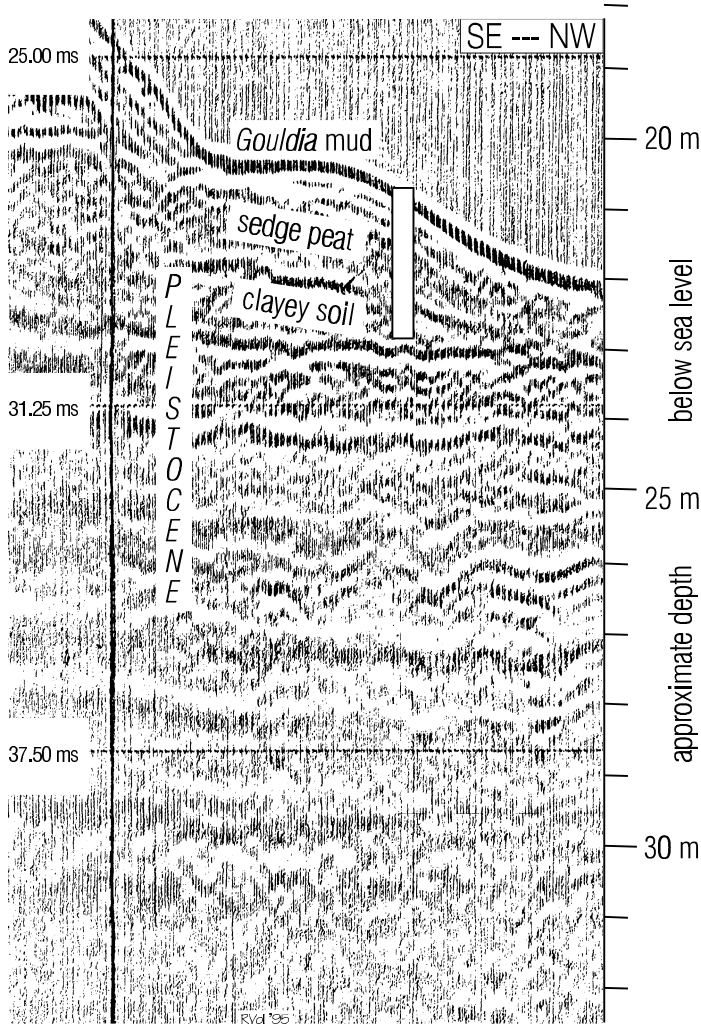
Holocene facies

Core log

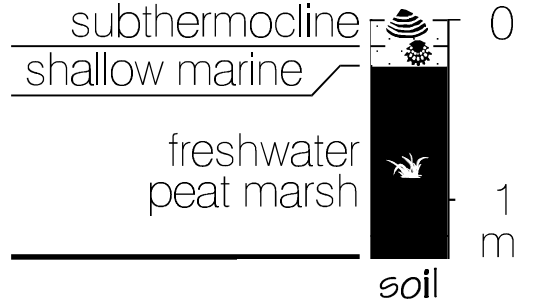


Seismic section

(actual water depth at core site: 20.6 m)

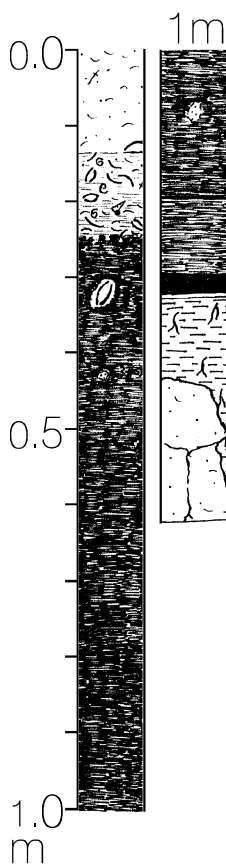


HS-MR 07



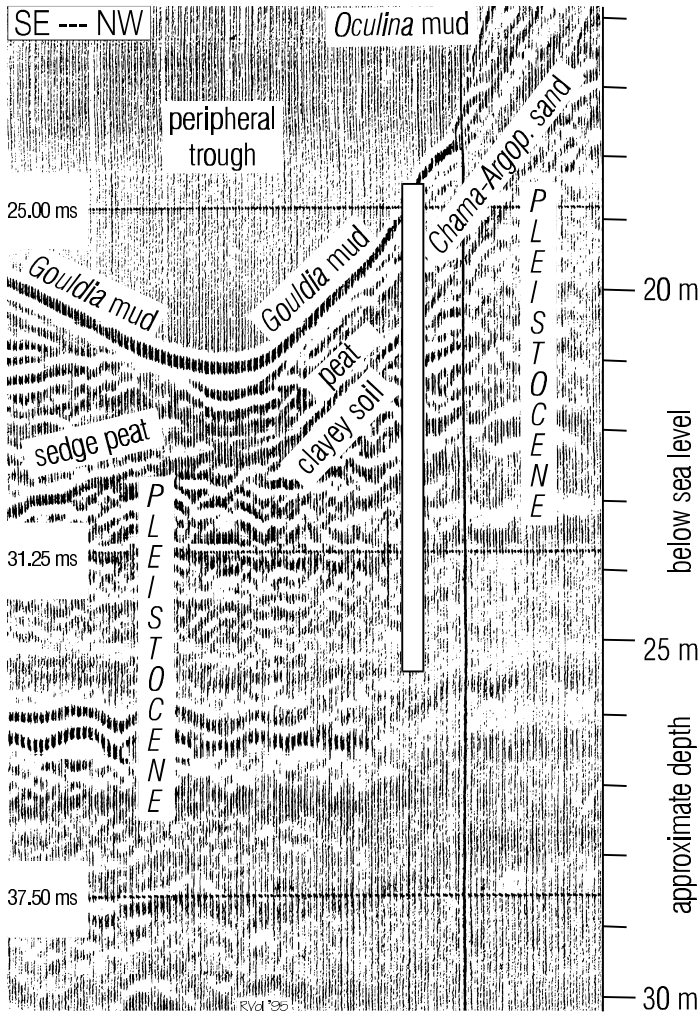
Holocene facies

Core log

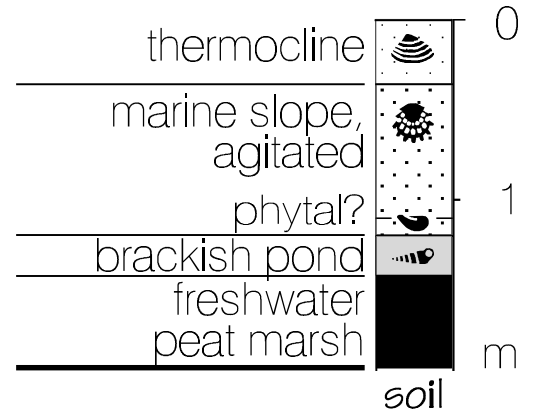


Seismic section

(actual water depth at core site: 18.1 m)

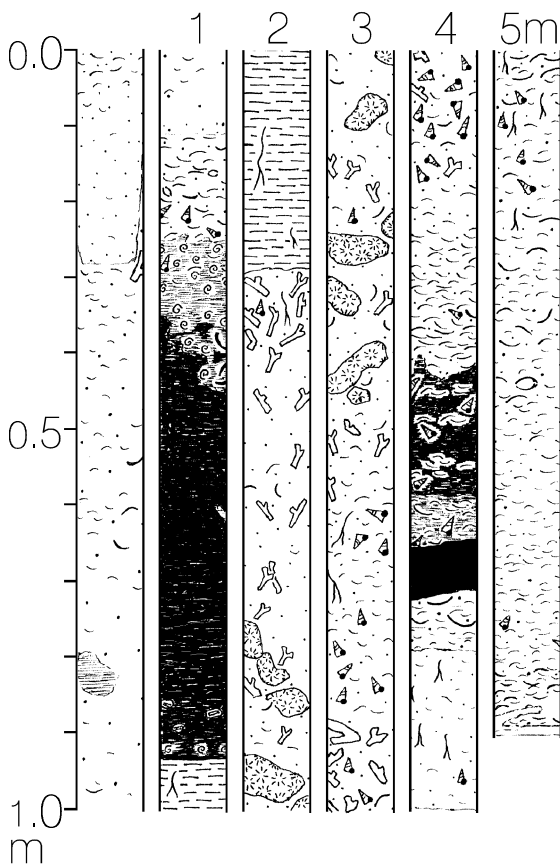


HS-MR 08



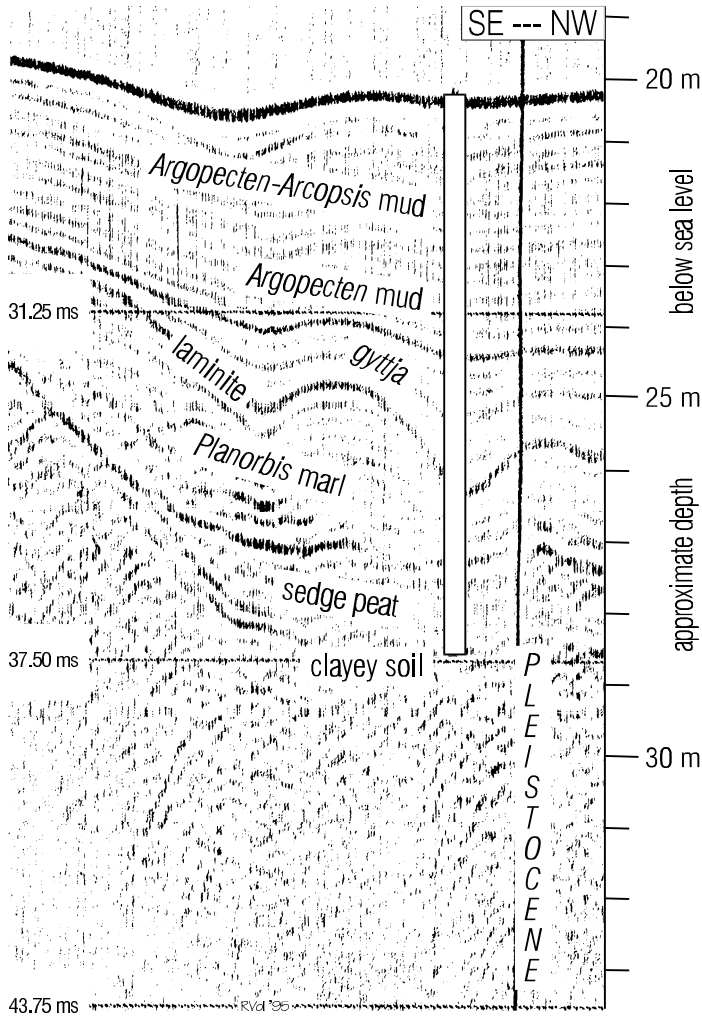
Holocene facies

Core log

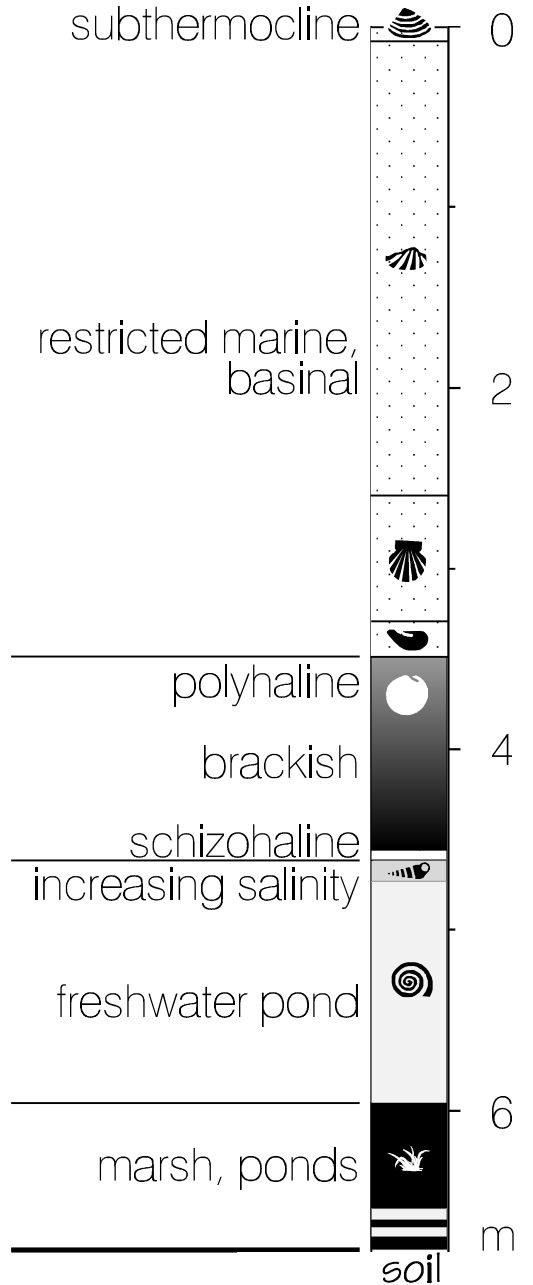


Seismic section

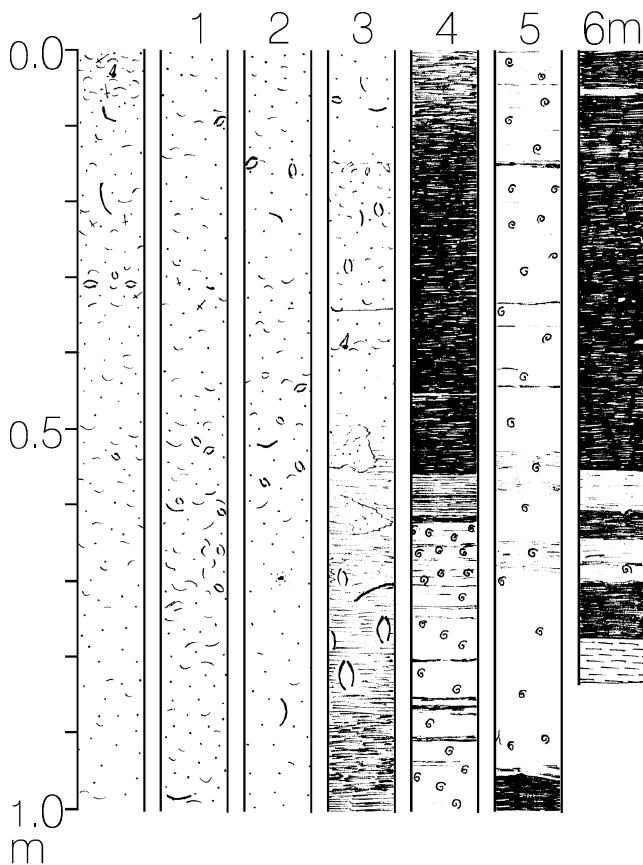
(actual water depth at core site: 20.4 m)



HS-PB 01



Core log

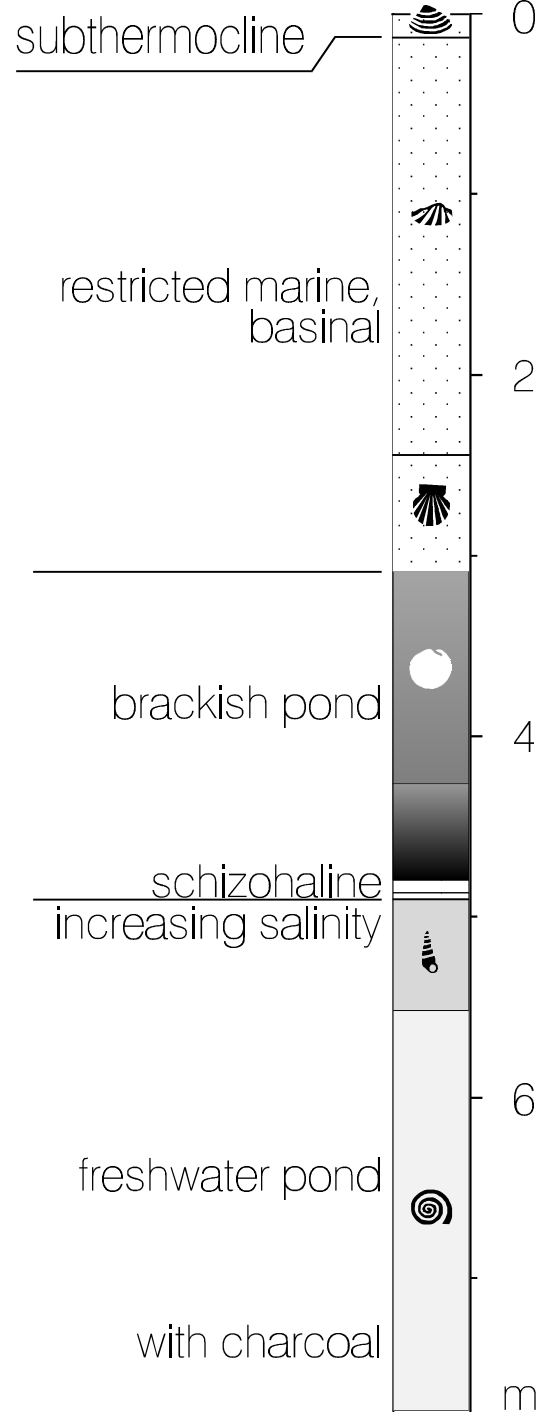
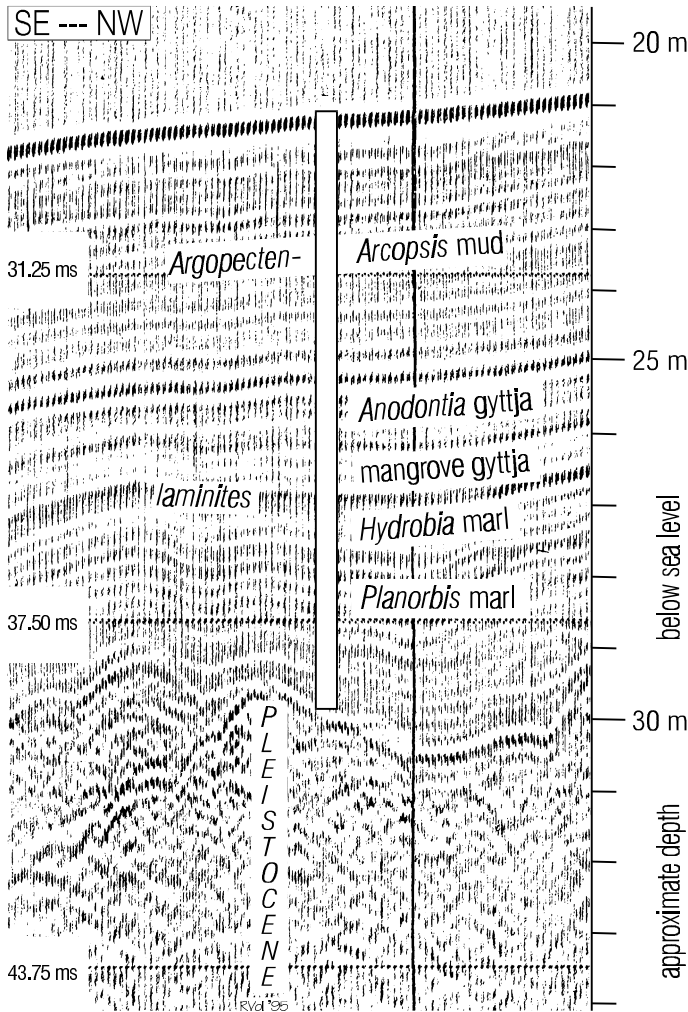


Holocene facies

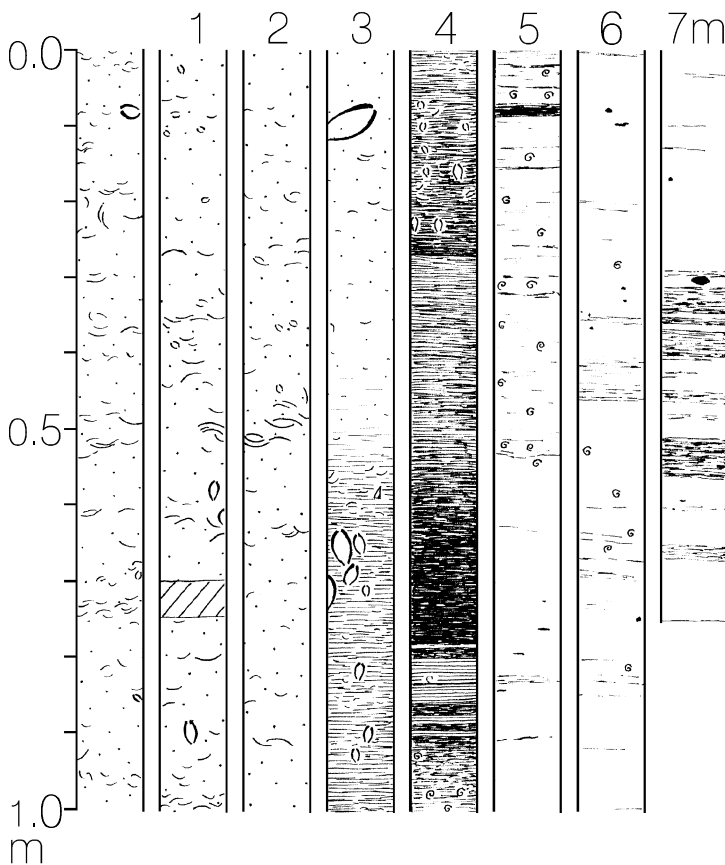
Seismic section

(actual water depth at core site: 21.5 m)

HS-PB 02



Core log

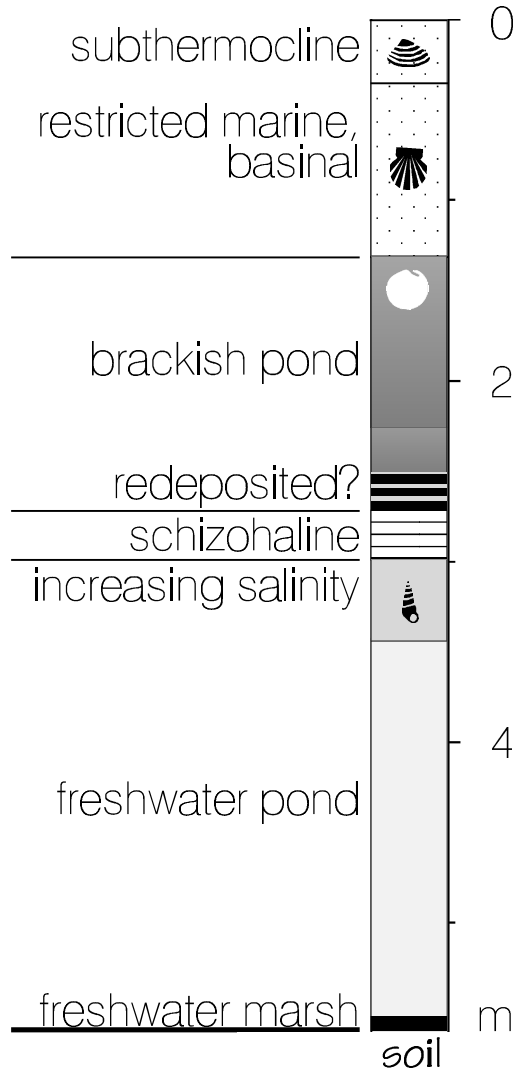
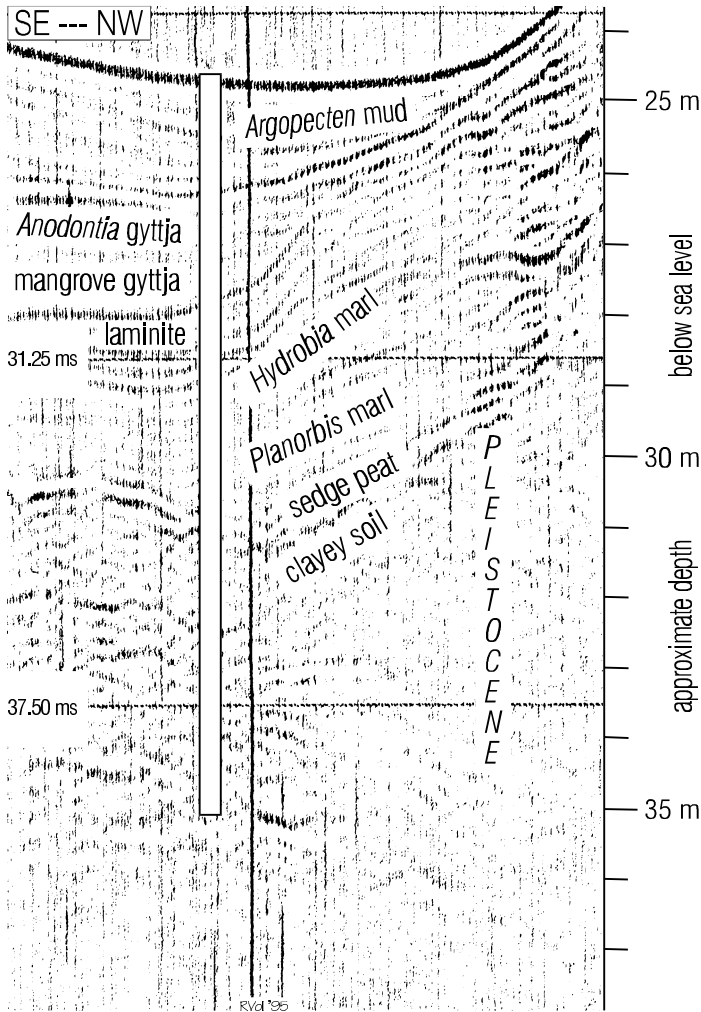


Holocene facies

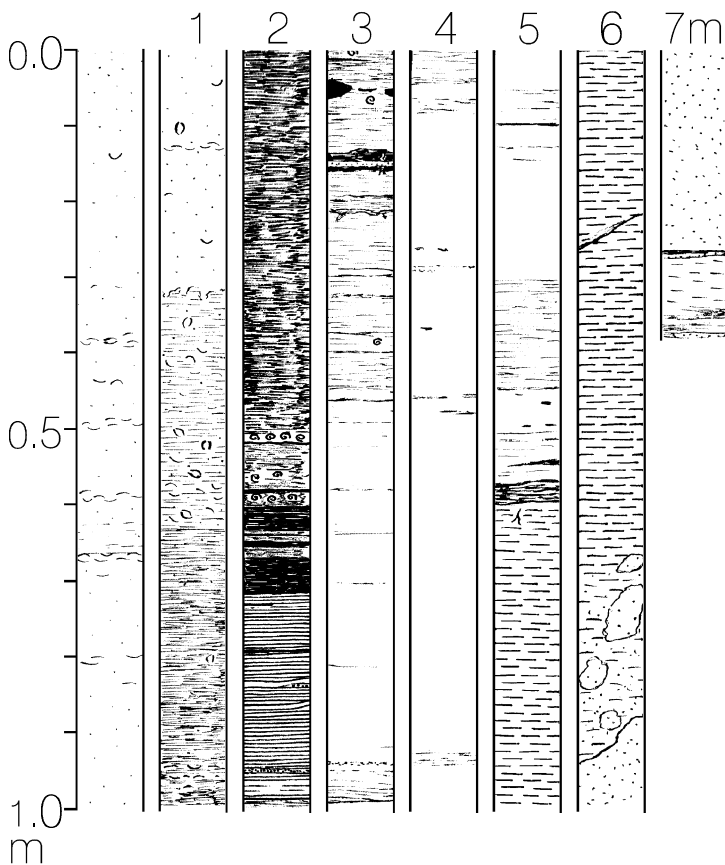
Seismic section

(actual water depth at core site: 24.5 m)

HS-PD /1



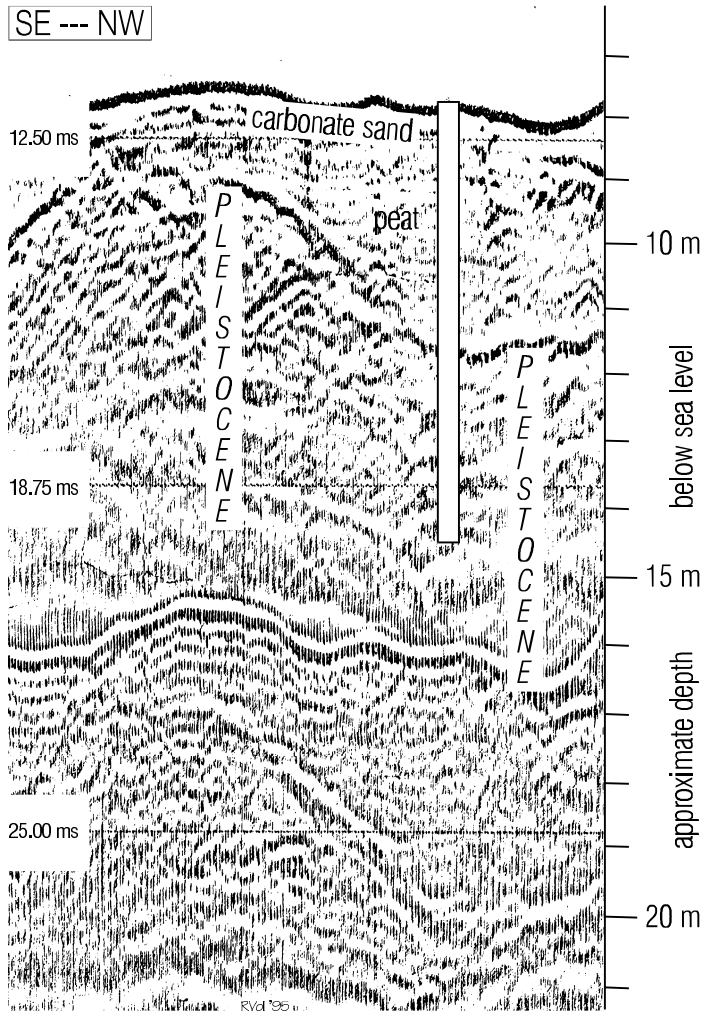
Core log



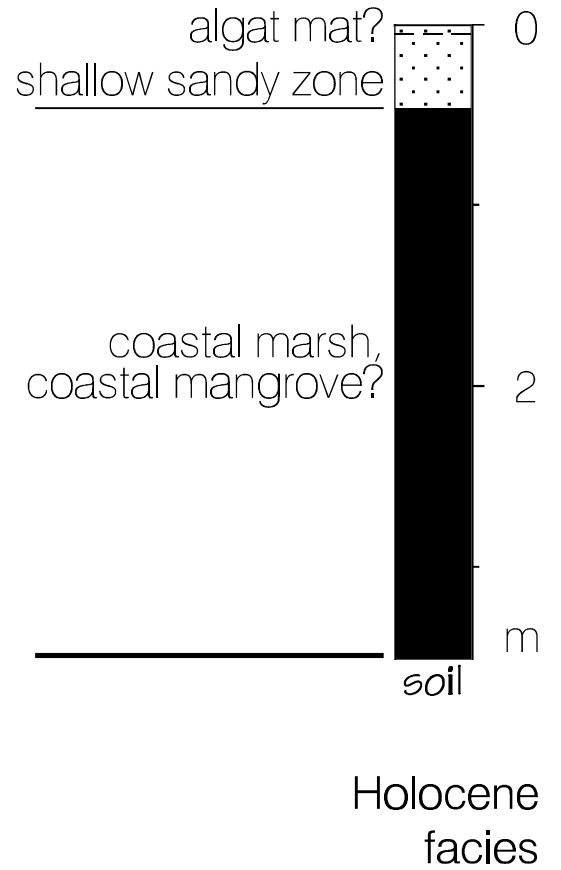
Holocene facies

Seismic section

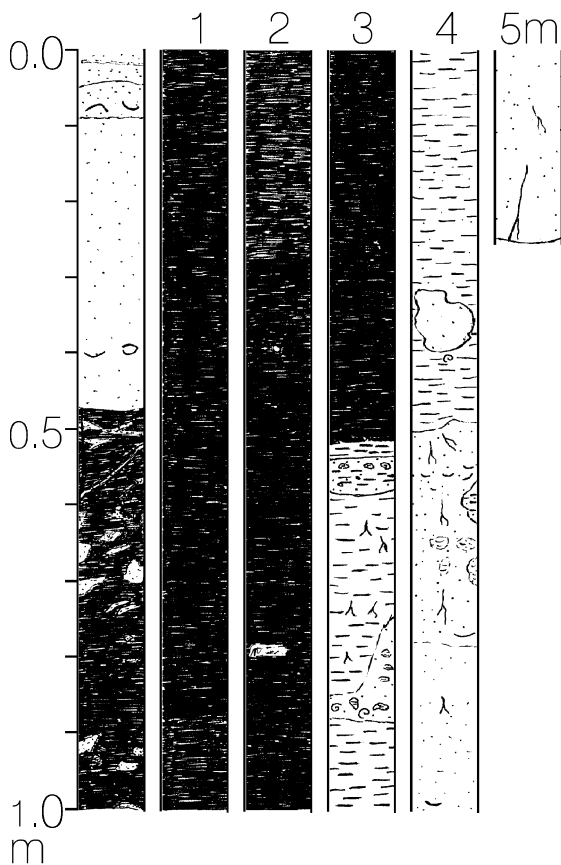
(actual water depth at core site: 7.7 m)



HS-PH /2

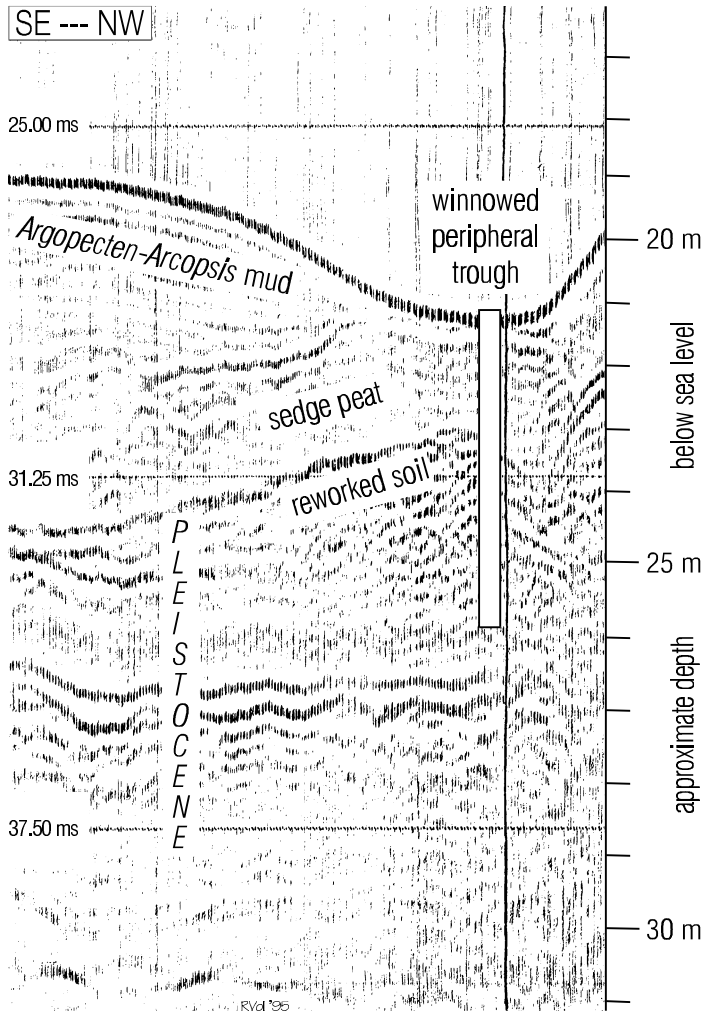


Core log

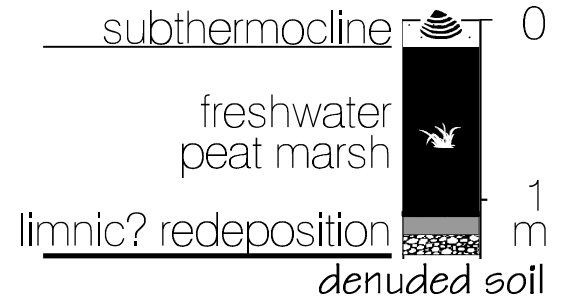


Seismic section

(actual water depth at core site: 21.5 m)

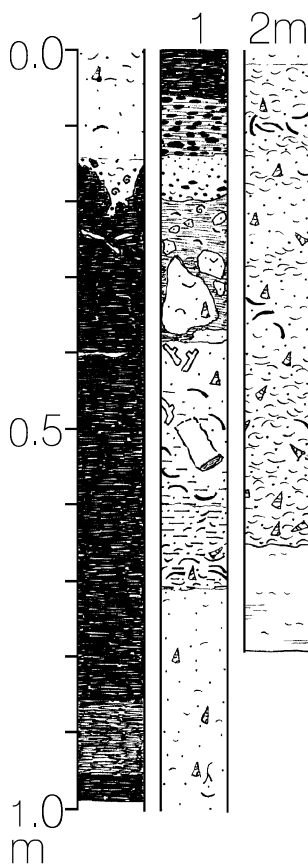


HS-PT 01



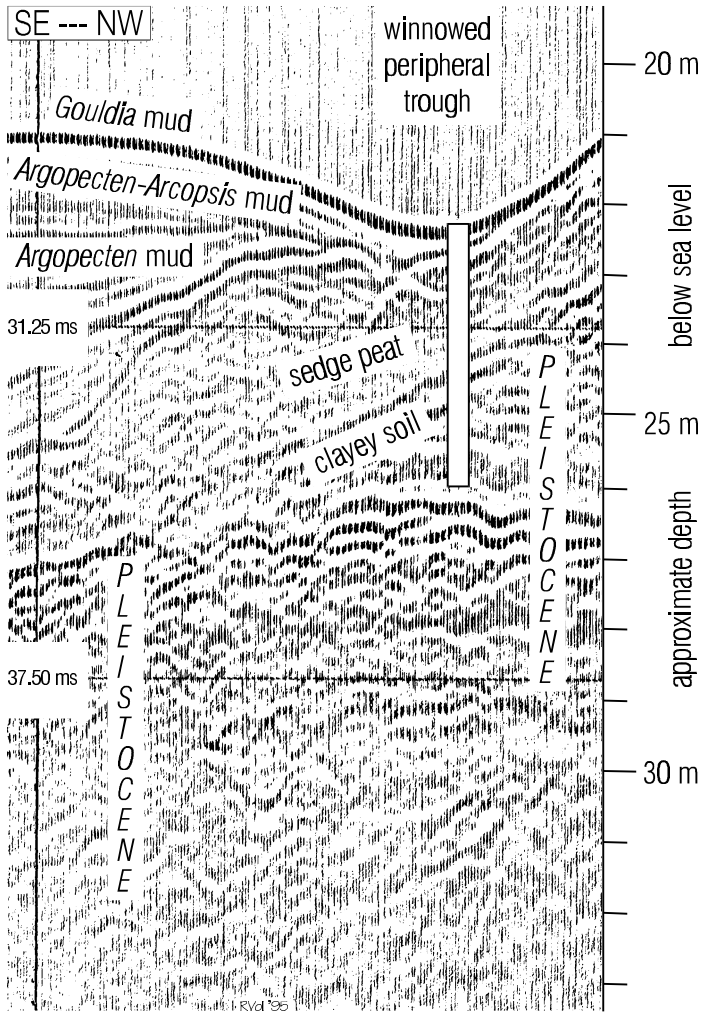
Holocene
facies

Core log



Seismic section

(actual water depth at core site: 21.9 m)

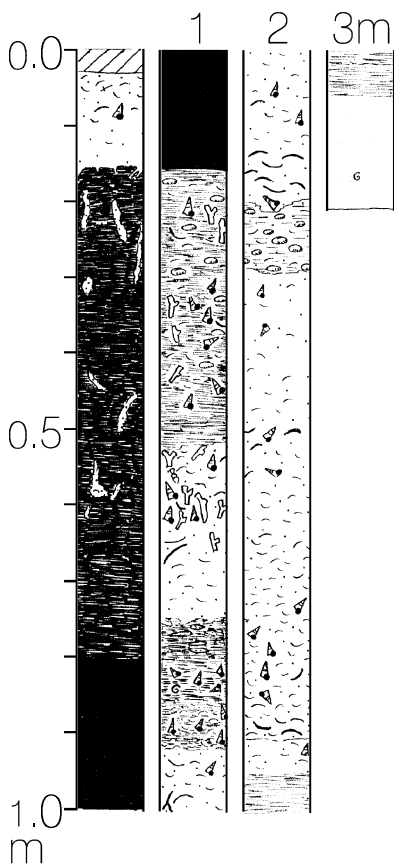


HS-PT 02



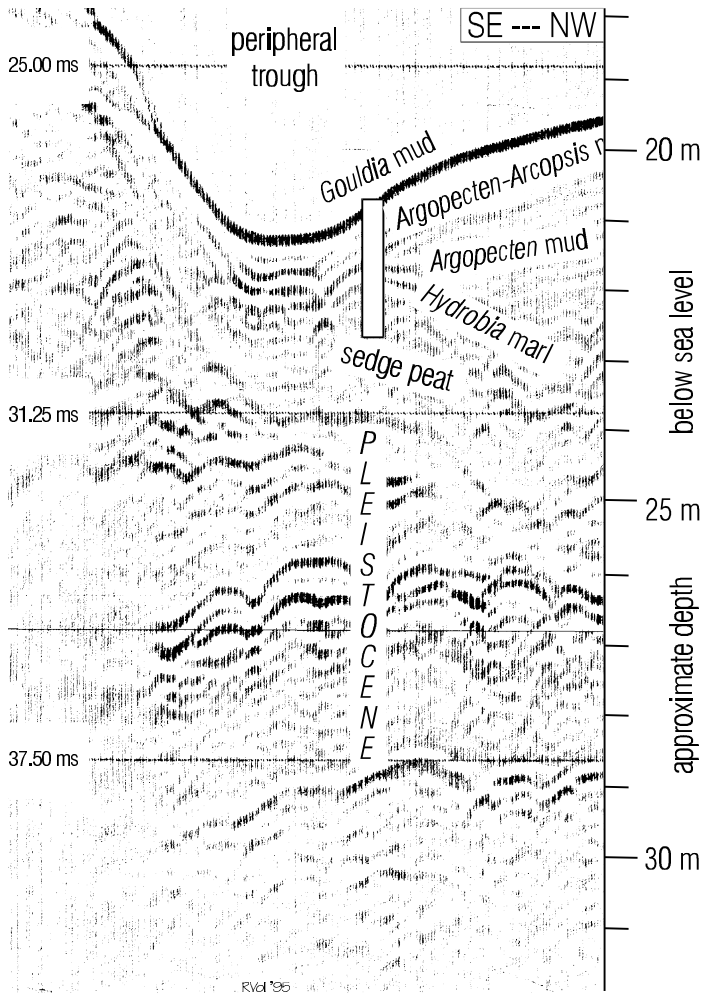
Holocene facies

Core log

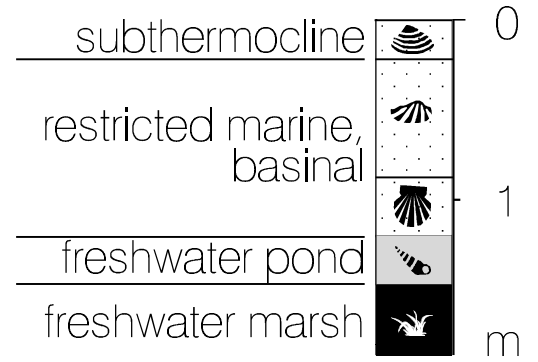


Seismic section

(actual water depth at core site: 21.8 m)

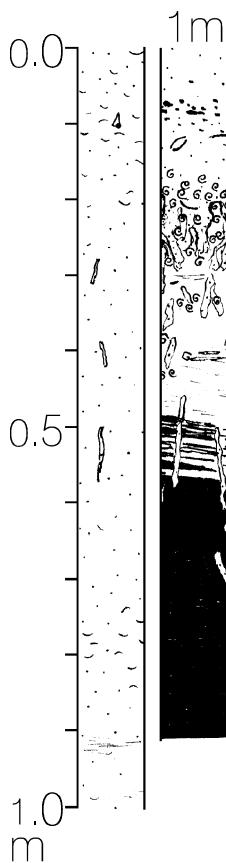


box core HS-SHB



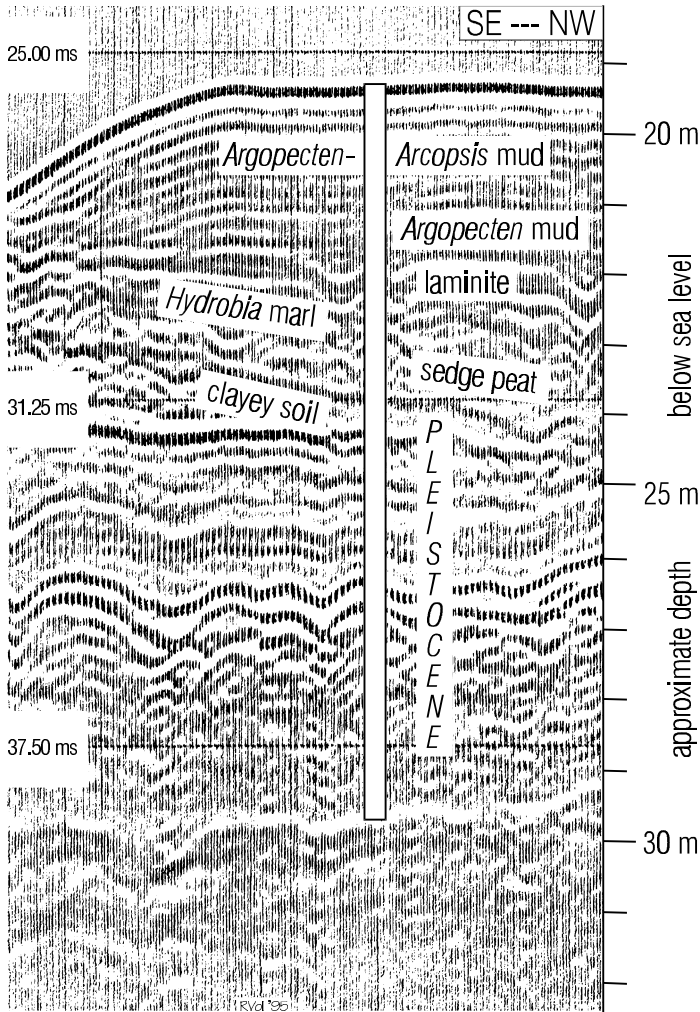
Holocene facies

Core log

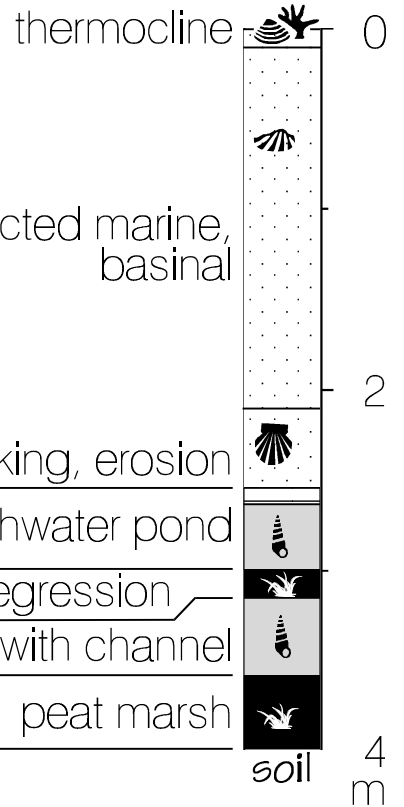


Seismic section

(actual water depth at core site: 18.6 m)

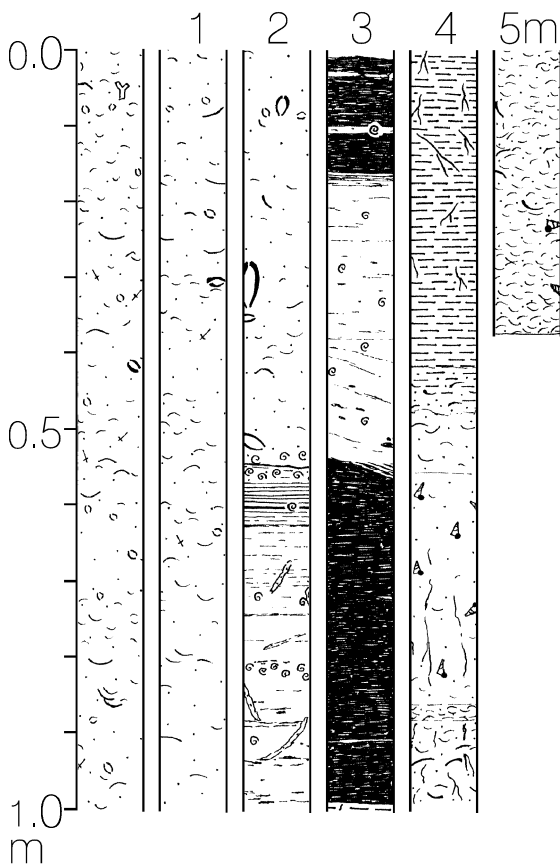


HS-SP 01



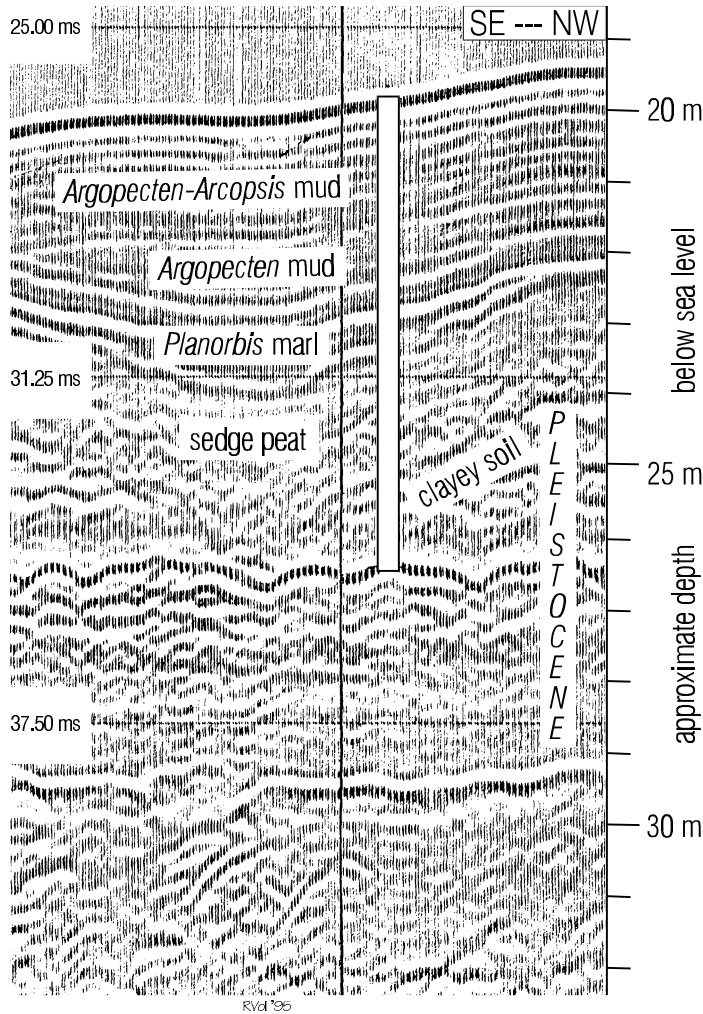
Holocene facies

Core log

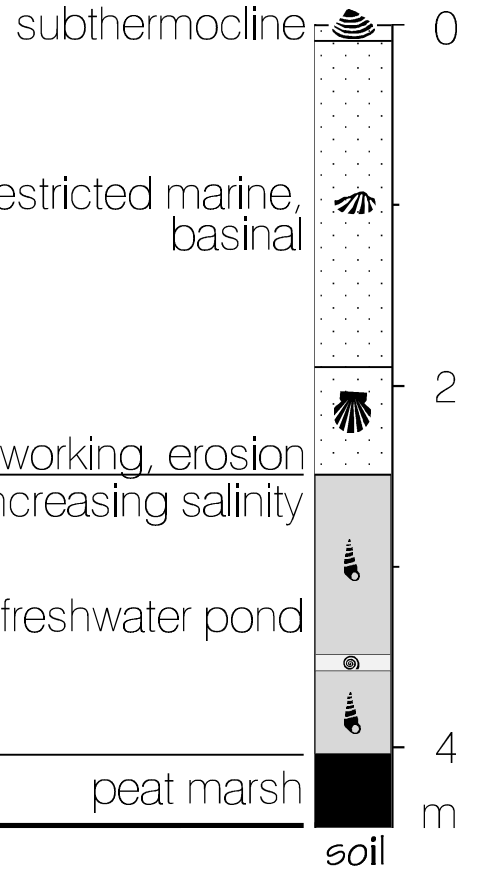


Seismic section

(actual water depth at core site: 19.8 m)

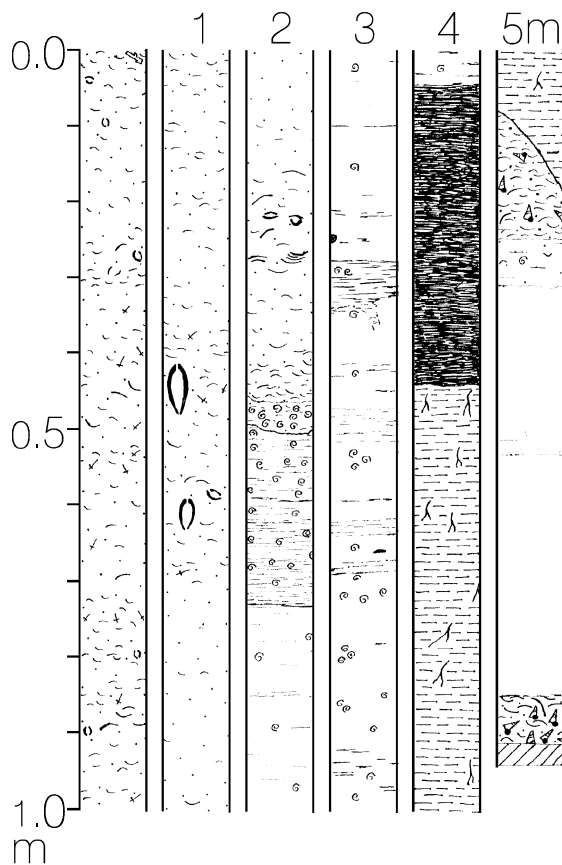


HS-SP 02



Holocene facies

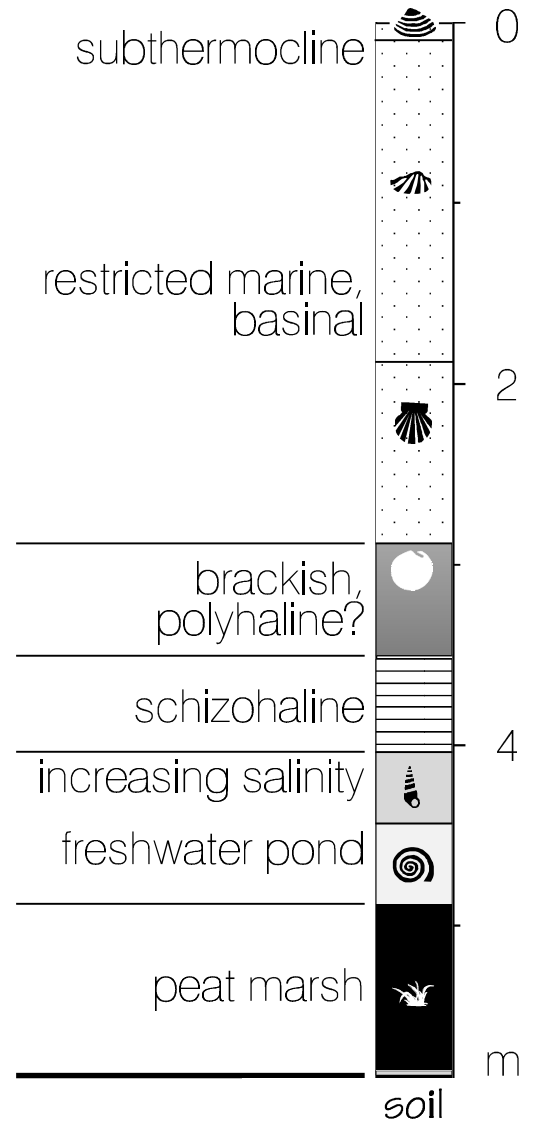
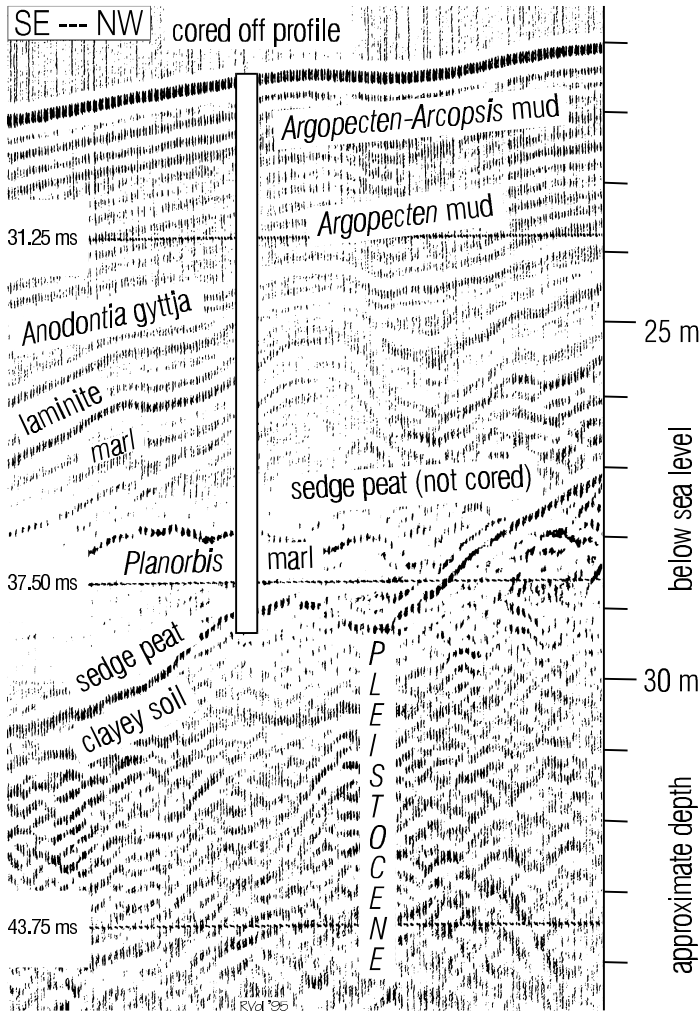
Core log



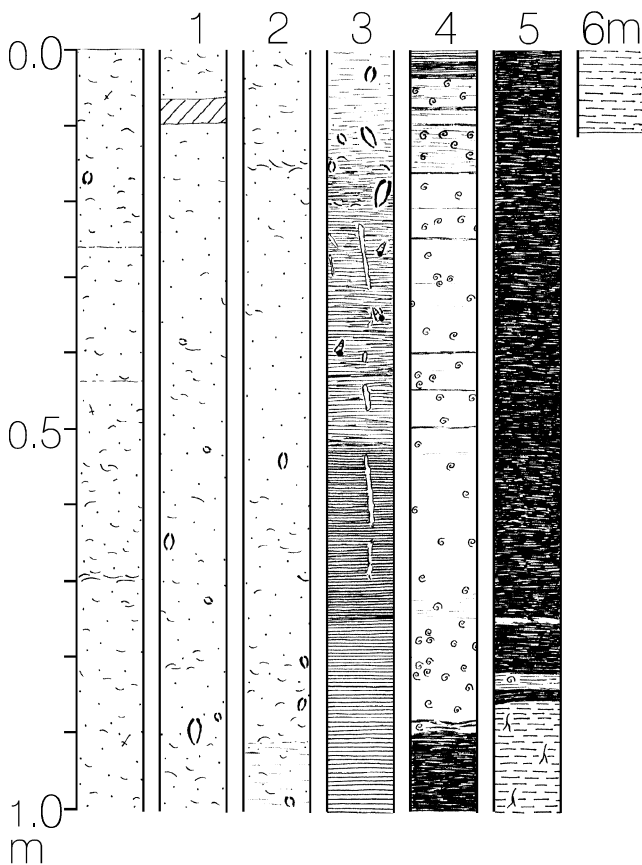
Seismic section

(actual water depth at core site: 21.2 m)

HS-SP 03



Core log

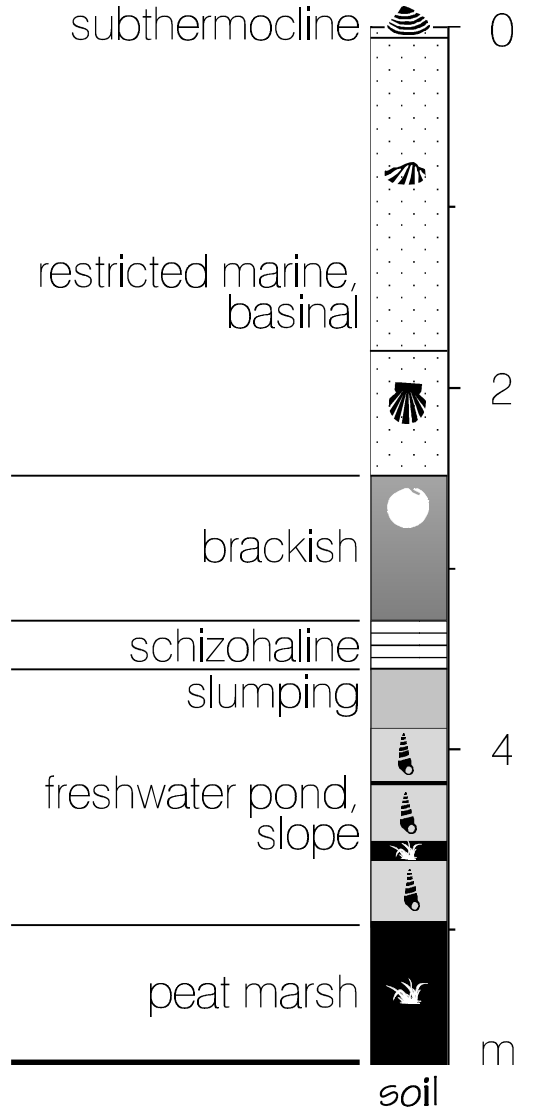
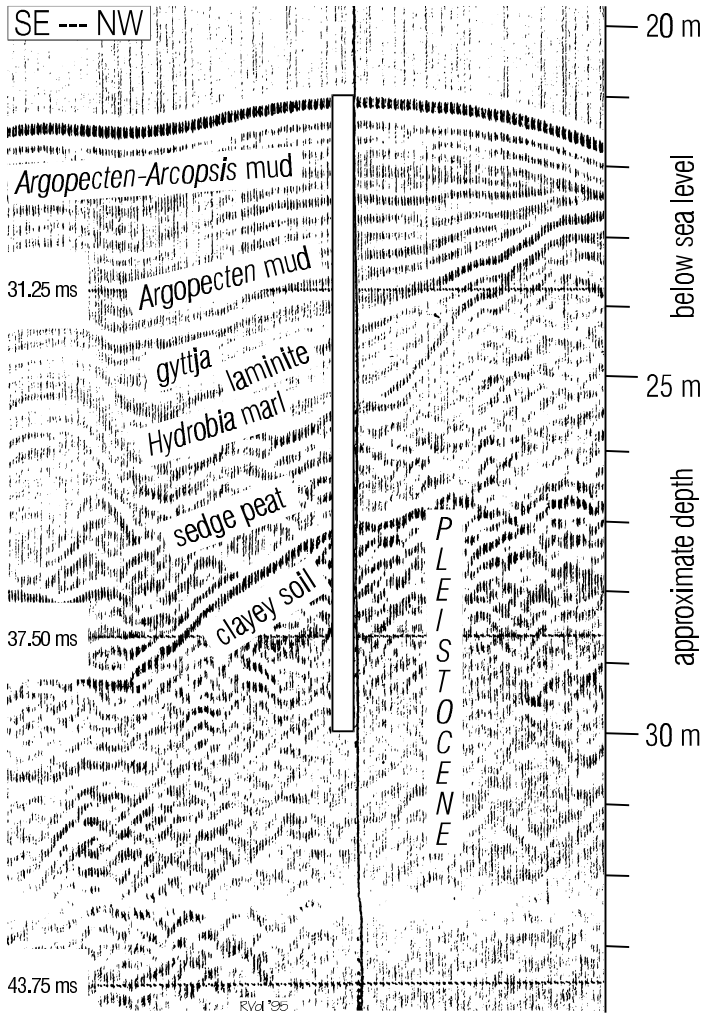


Holocene facies

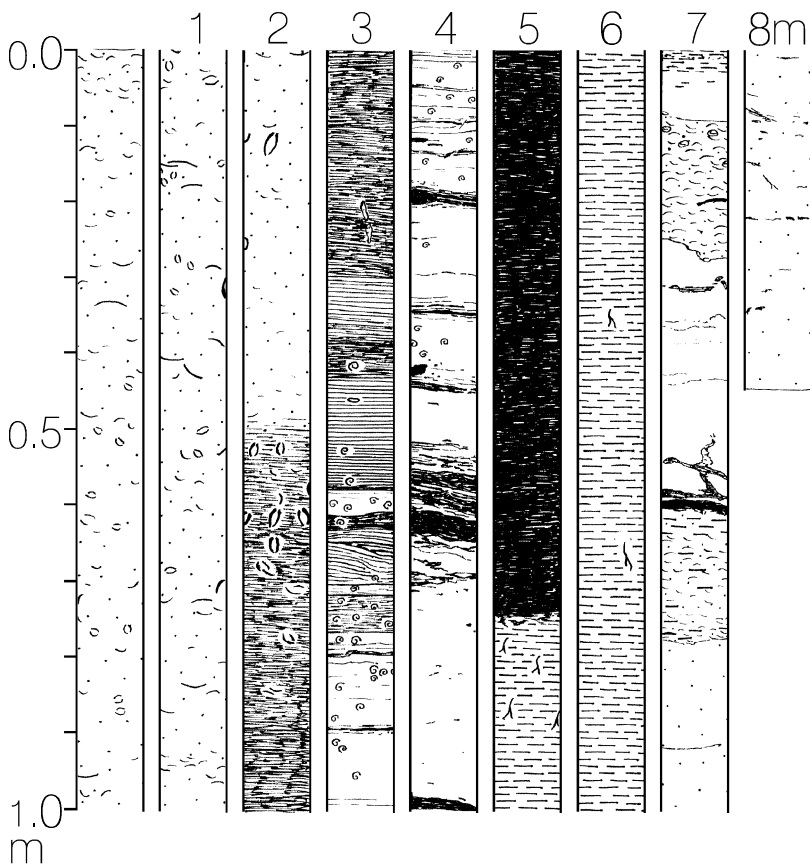
Seismic section

(actual water depth at core site: 20.7 m)

HS-SP 04

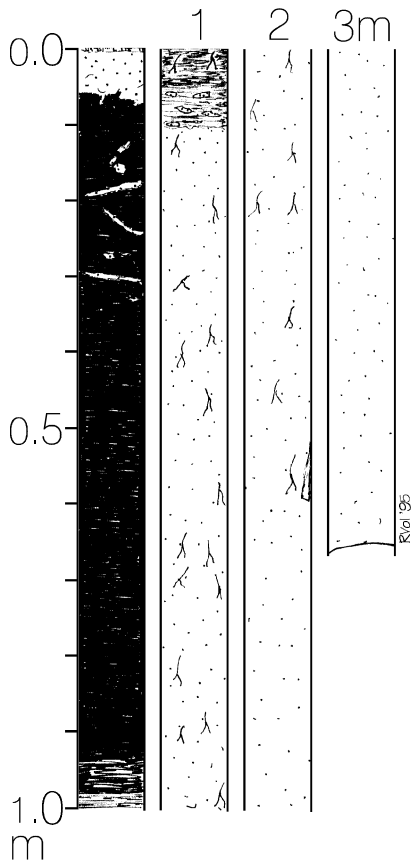


Core log



Holocene facies

Core log
water depth: 5.9 m

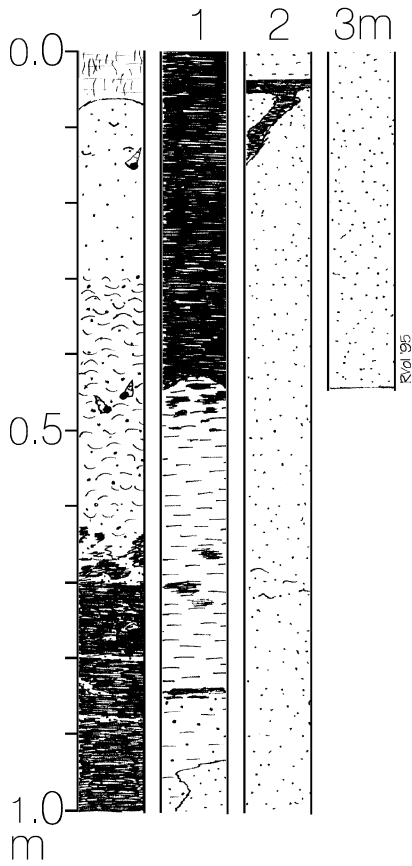


HS-TB /1

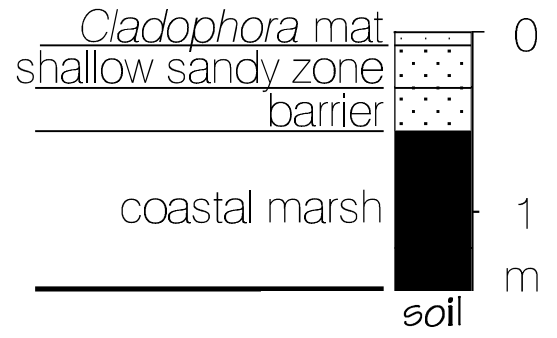


Holocene
facies

Core log
water depth: 2.8 m



HS-TB 02 /2

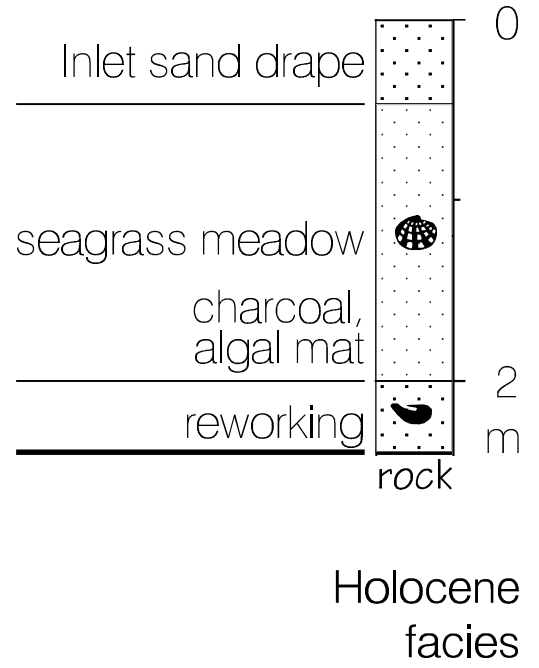
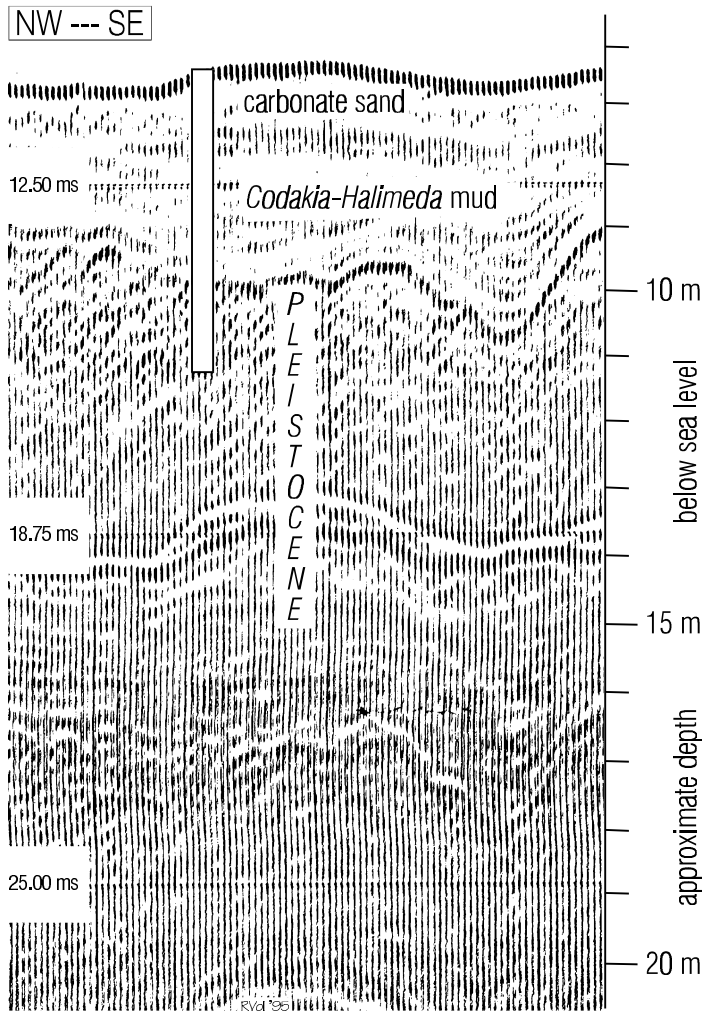


Holocene
facies

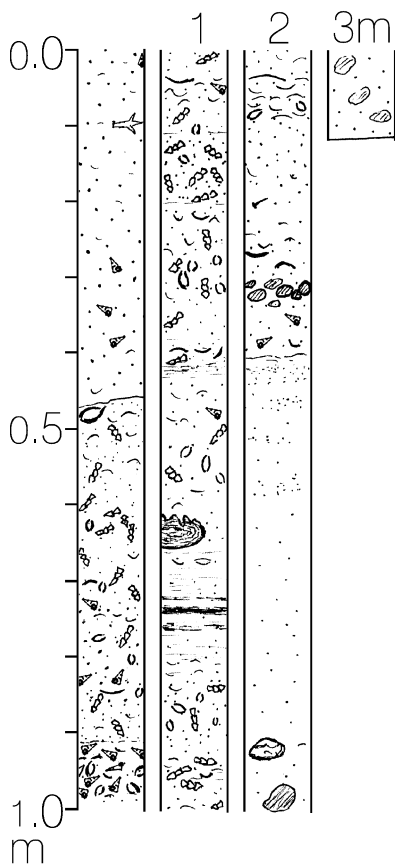
Seismic section

(actual water depth at core site: 6.7 m)

HS-TB 03

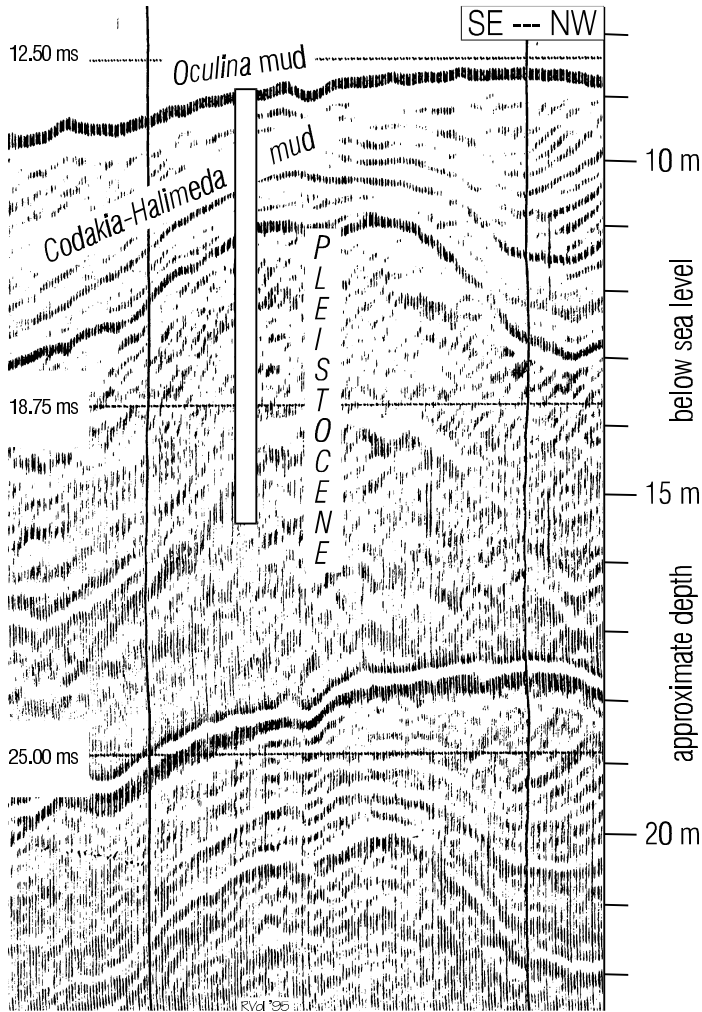


Core log

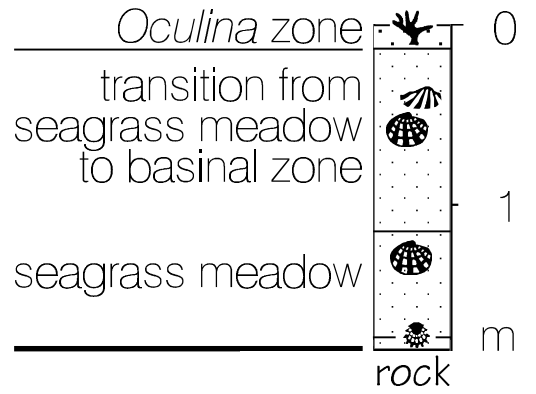


Seismic section

(actual water depth at core site: 9.4 m)

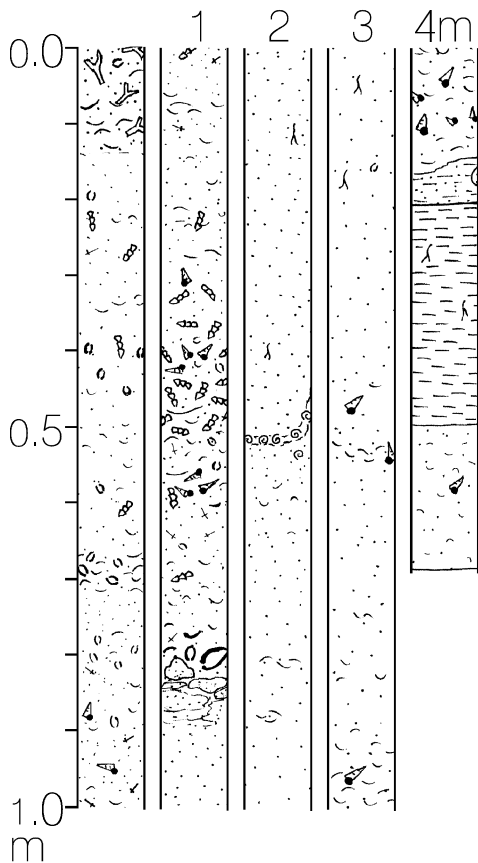


HS-TB 04

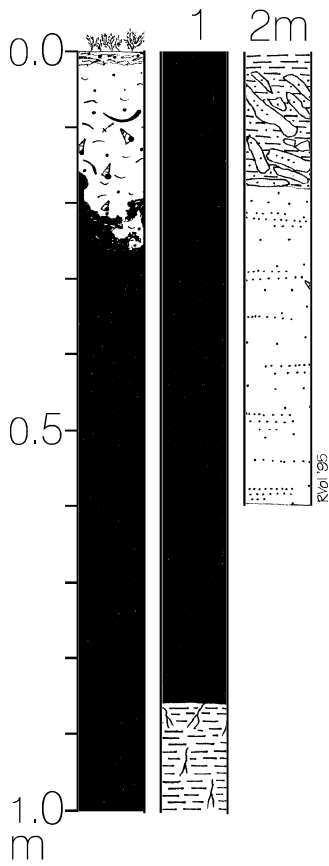


Holocene facies

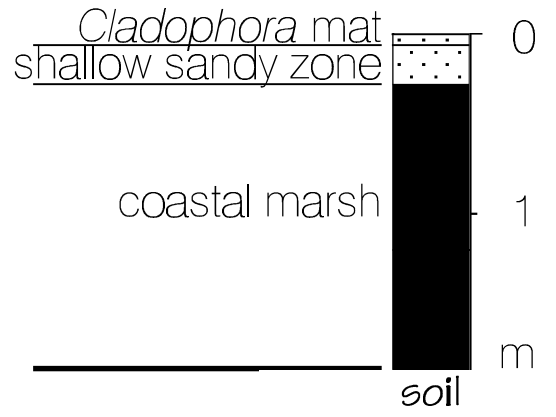
Core log



Core log
water depth: 3.3 m



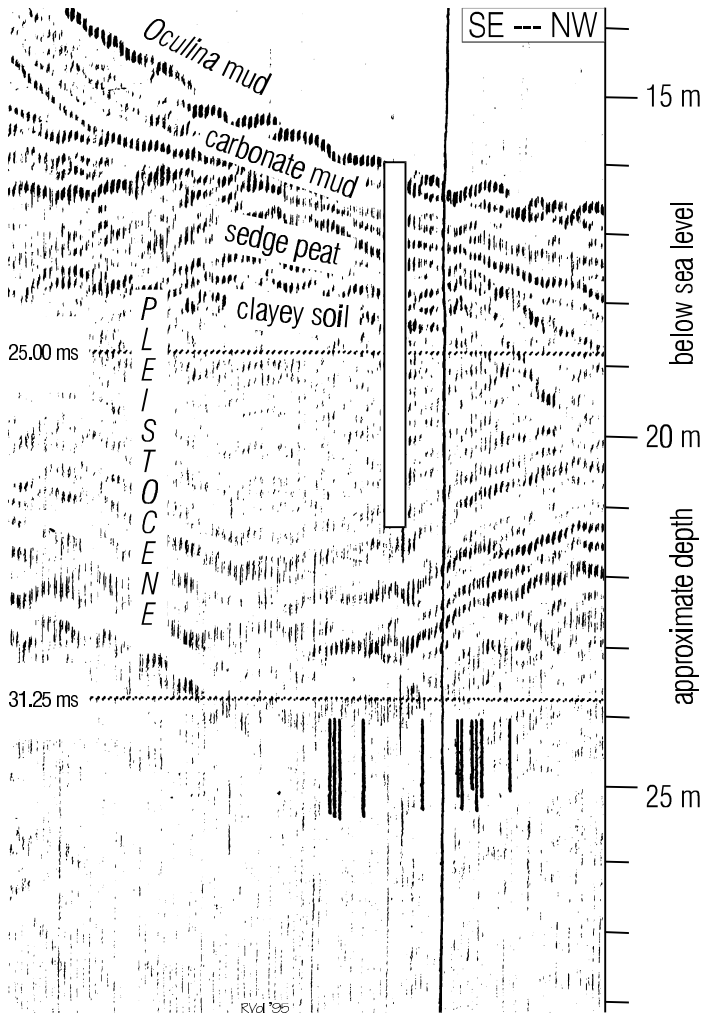
HS-TI



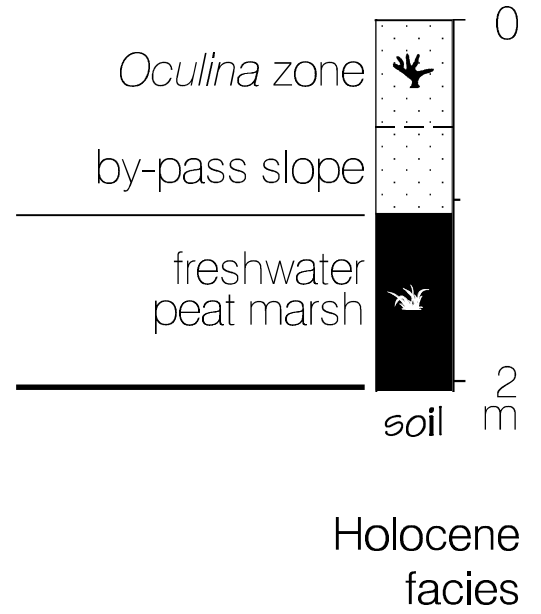
Holocene
facies

Seismic section

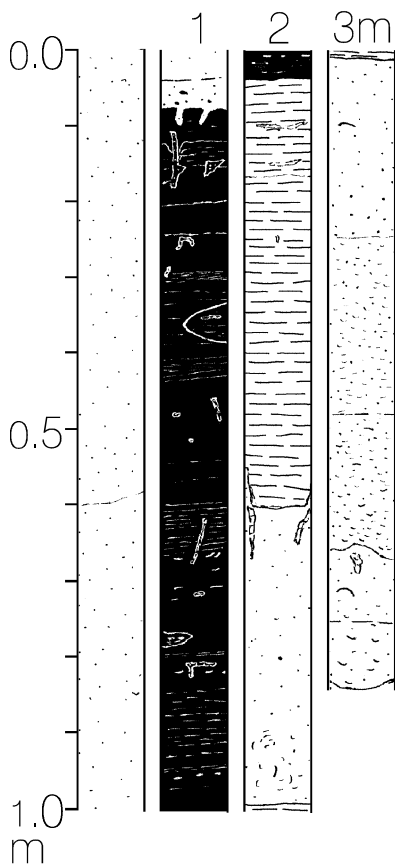
(actual water depth at core site: 16.2 m)



HS-TP 01 /2

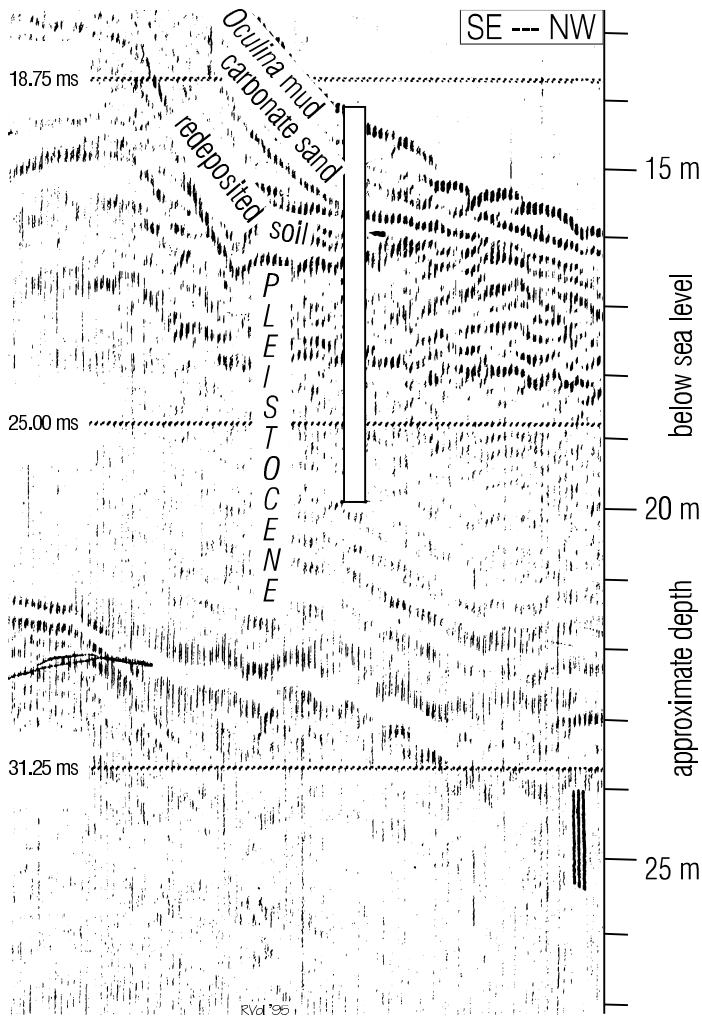


Core log

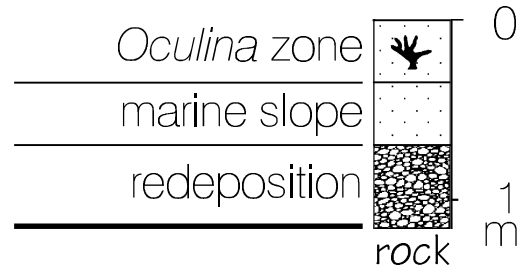


Seismic section

(actual water depth at core site: 14.8 m)

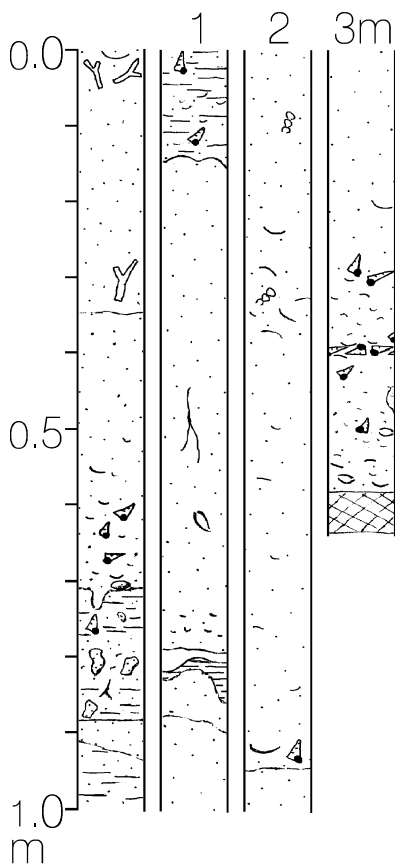


HS-TP 02 /1



Holocene facies

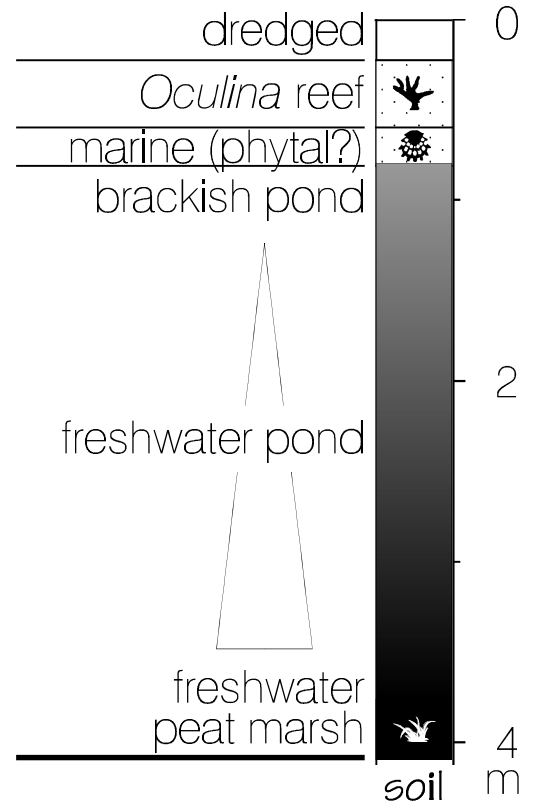
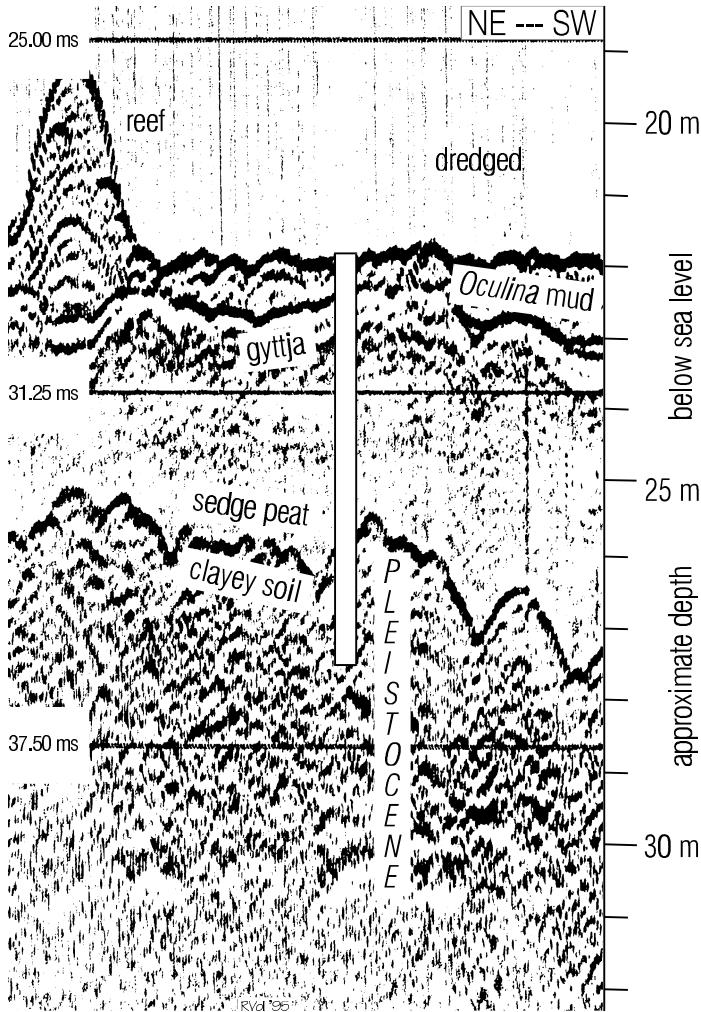
Core log



Seismic section

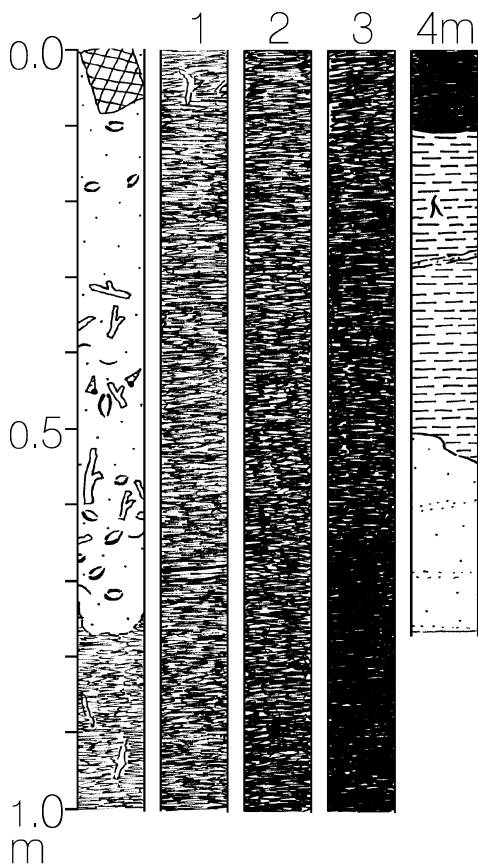
(actual water depth at core site: 21.8 m)

PR 01 /1



Holocene facies

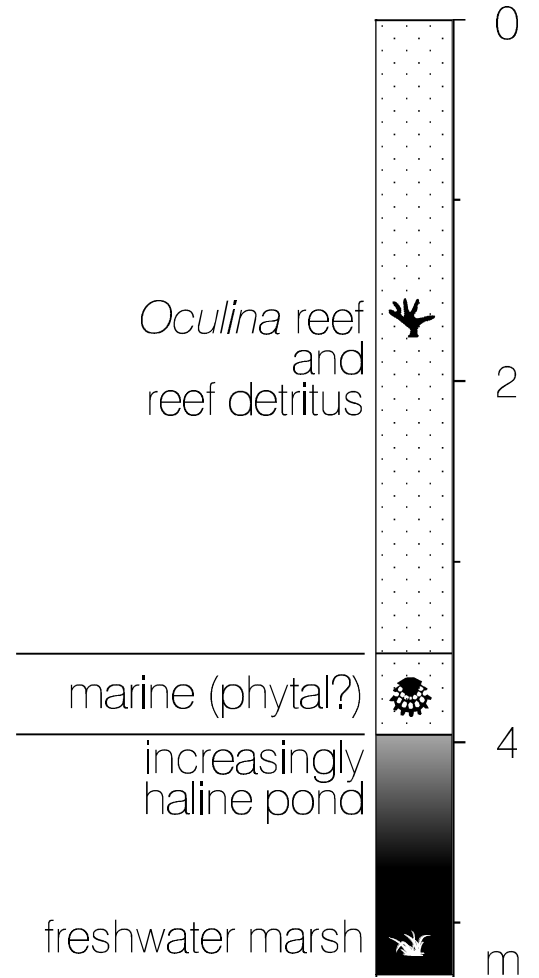
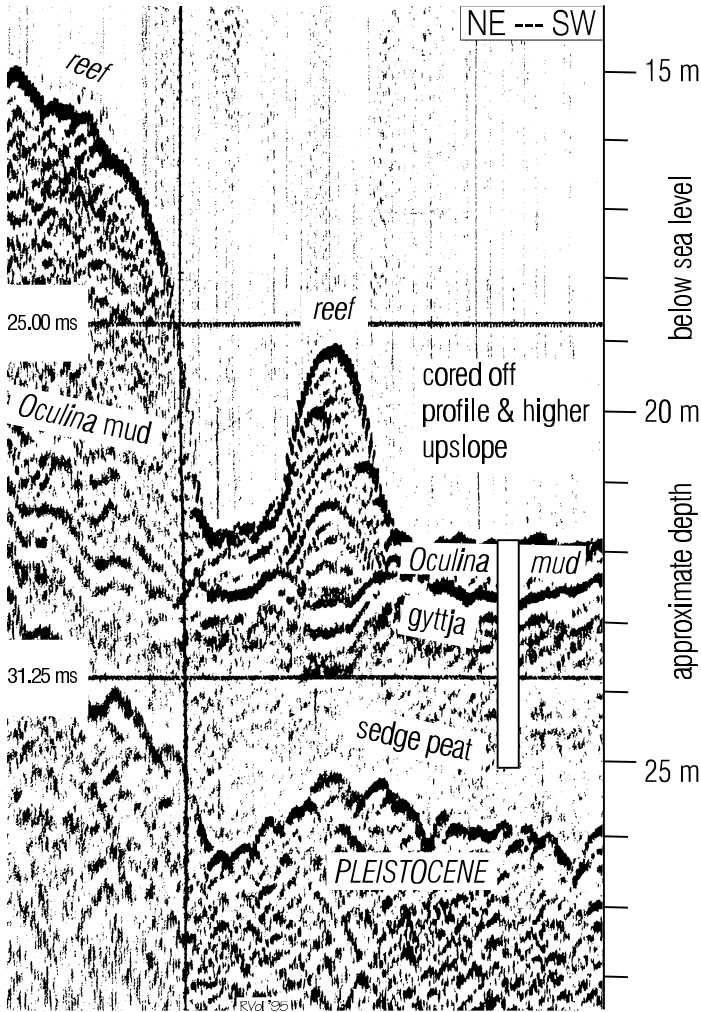
Core log



Seismic section

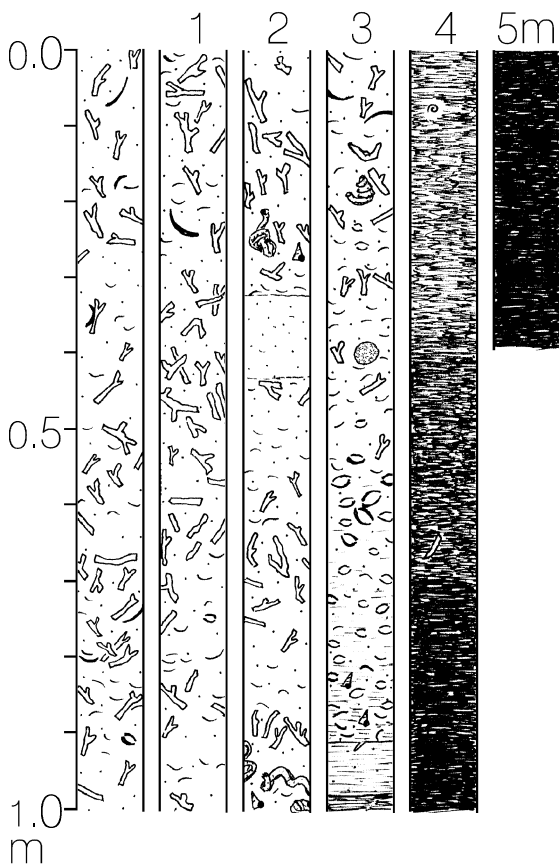
(actual water depth at core site: 18.5 m)

PR 02



Holocene facies

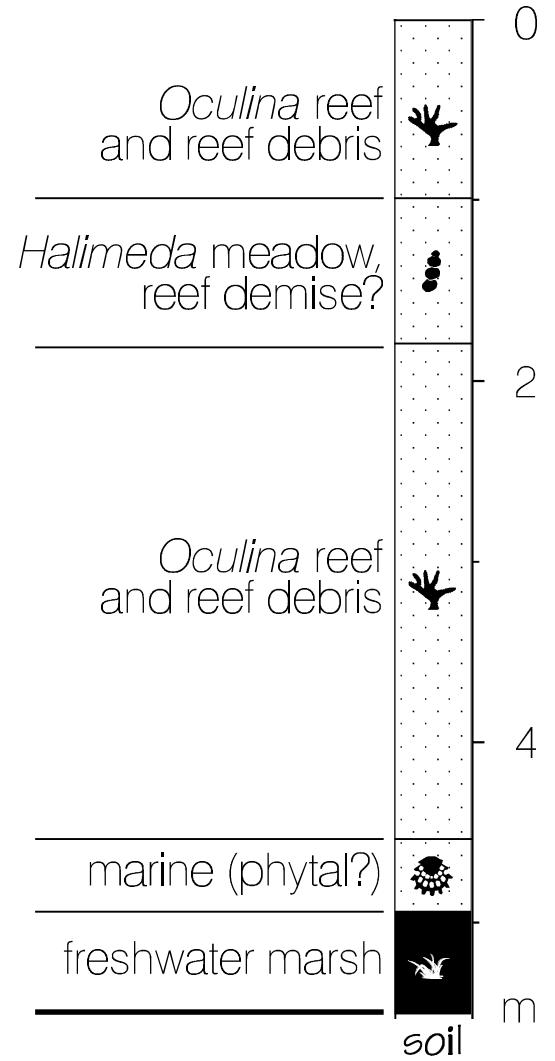
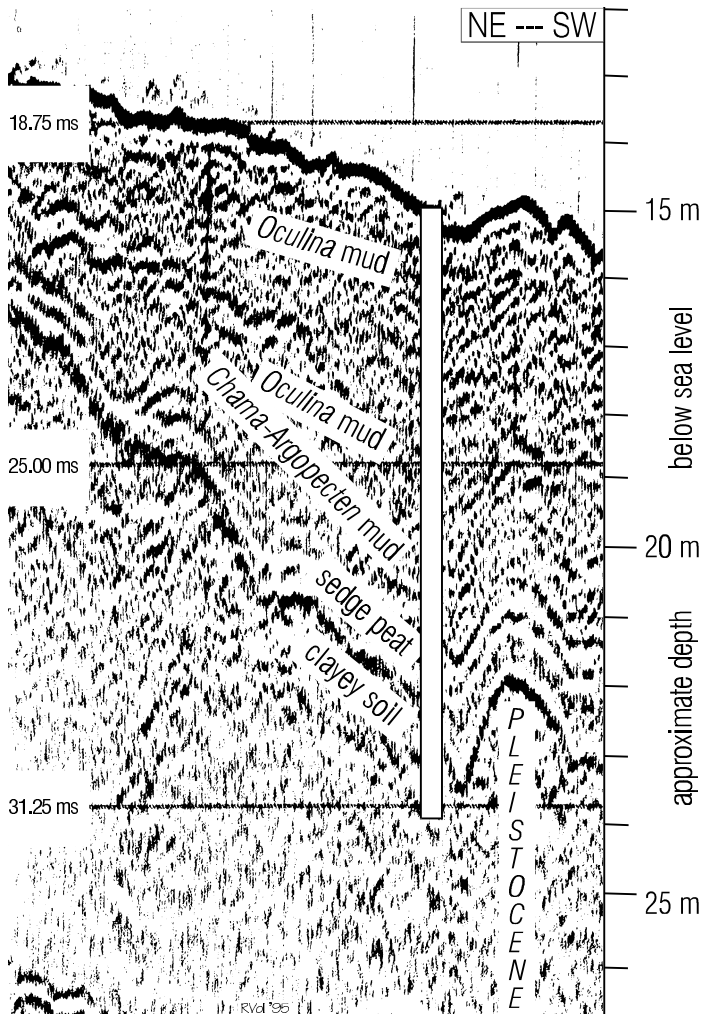
Core log



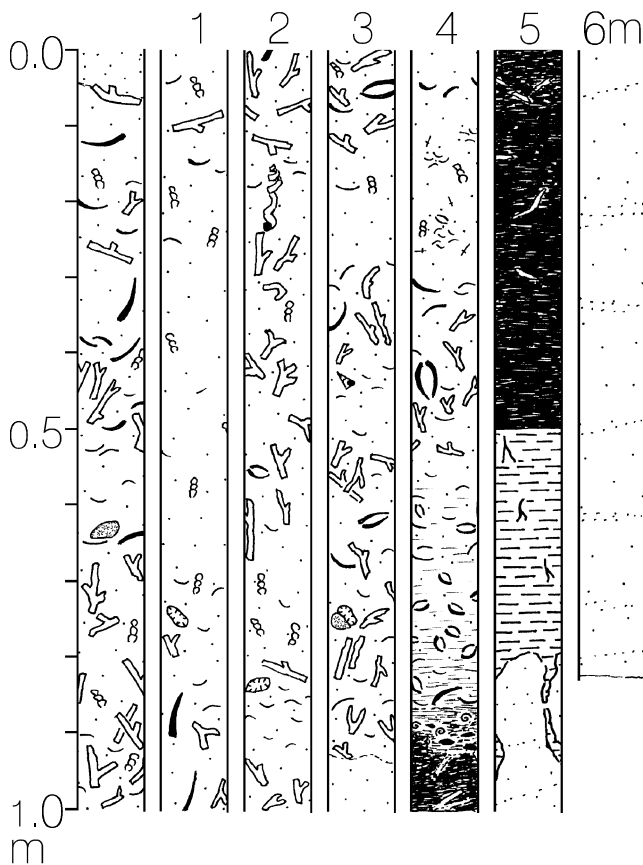
Seismic section

(actual water depth at core site: 13.4 m)

PR 03 /2



Core log

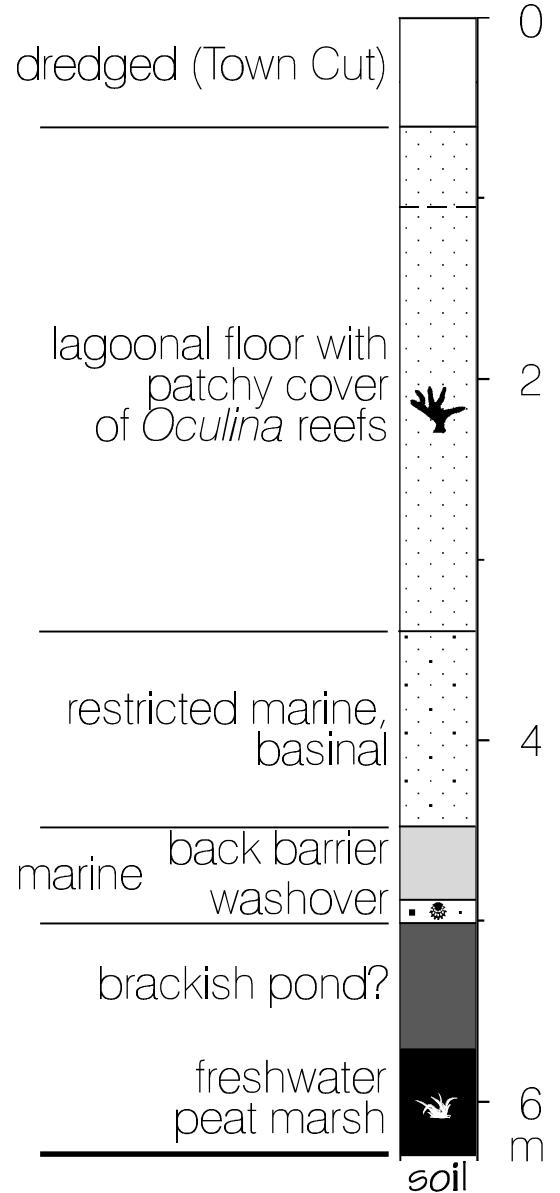
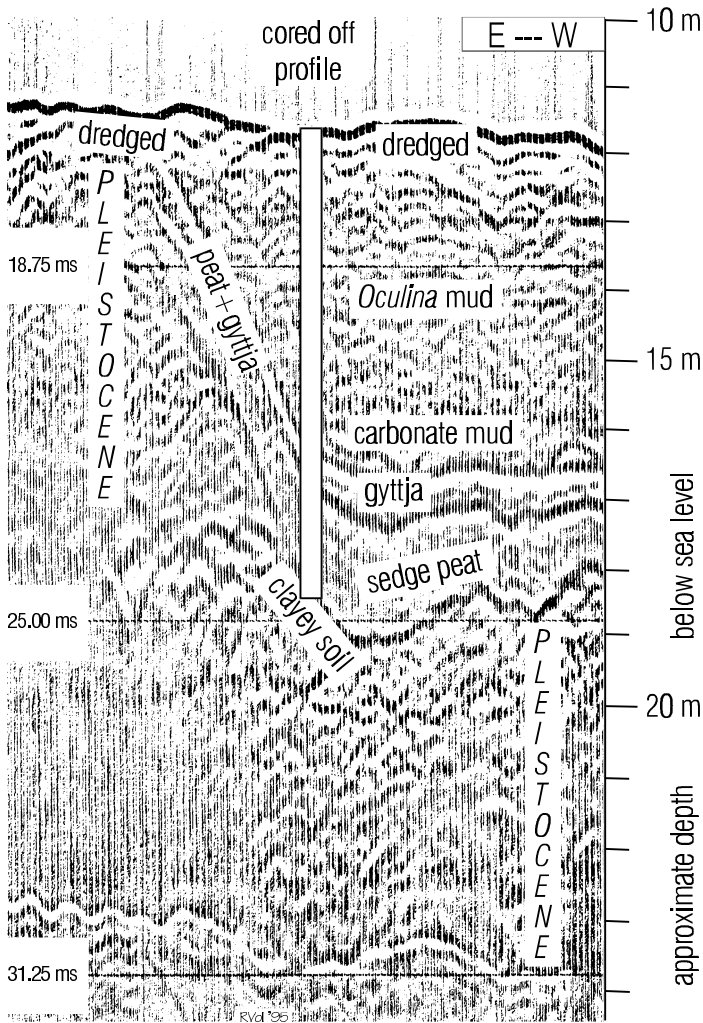


Holocene facies

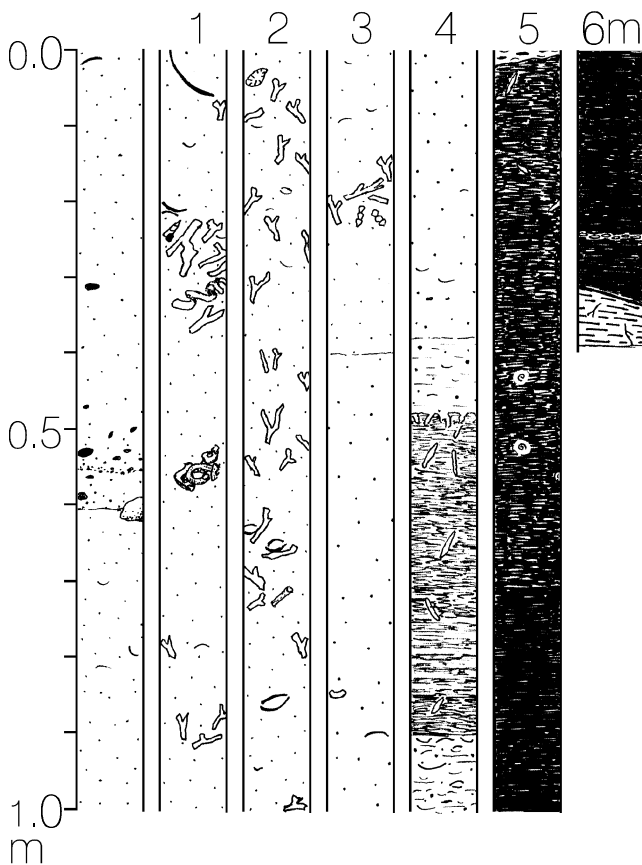
Seismic section

(actual water depth at core site: 13.5 m)

SGH 02

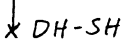








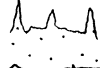





Core log



Holocene facies

Key to seismic sections

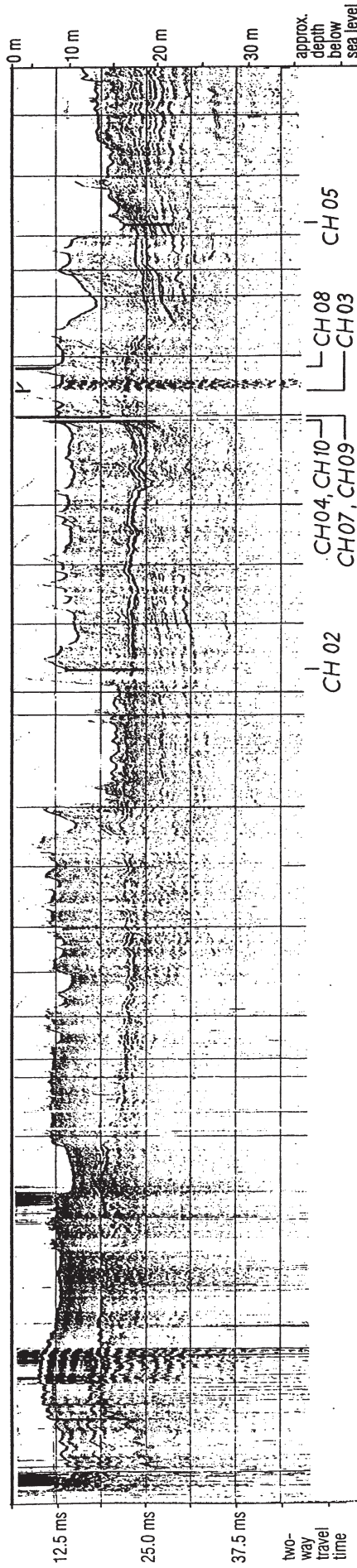
	crossing with named seismic line
	coring location
	peat and detrital peat (freshwater or coastal)
	lake marl, lacustrine chalk
	carbonate sand (marine margin facies in Harrington Sound)
	carbonate mud (marine basin facies in Harrington Sound)
	mounds (Harrington Sound)
	rock-fall debris (Harrington Sound)
	<i>Oculina</i> facies in Harrington Sound
	marine facies (inshore waters except Harrington Sound)
	gyttja
	laminites (Harrington Sound)
	dredged material on marine Holocene succession (in places also on Pleistocene carbonates)

Abbreviations for seismic lines:

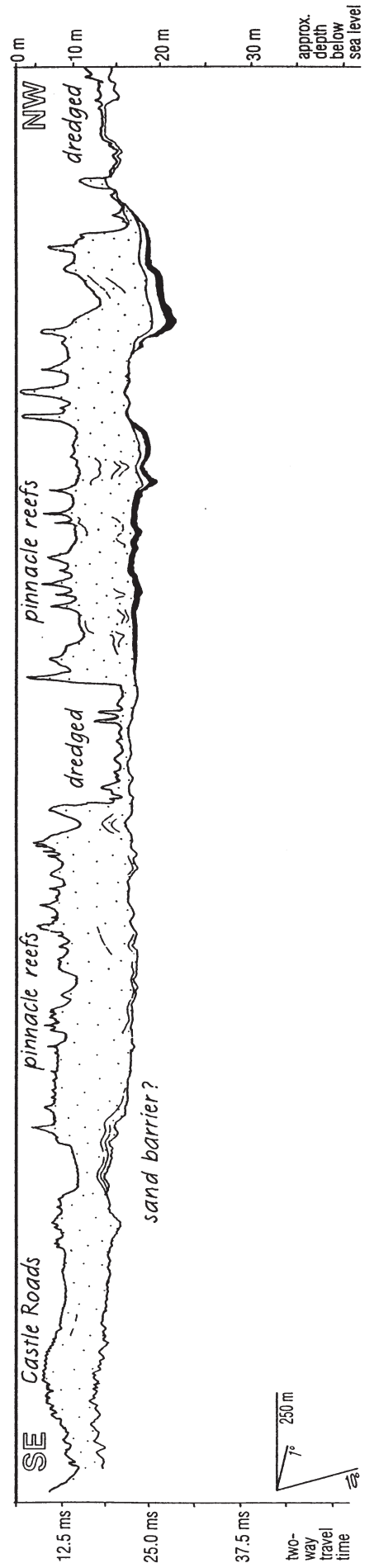
BI -- TP	Bartlett Island -- Tatem Point
SB -- HB	Somerset Bridge -- Hogfish Beacon
PP -- WC	Patton's Point -- Walsingham Cliff
GH -- RI	Gospel Hall -- Rabbit Island
DH -- SH	Devil's Hole -- Shark Hole

Abb. 109 Castle Harbour, seismisches Profil.
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen
Unten: Interpretation

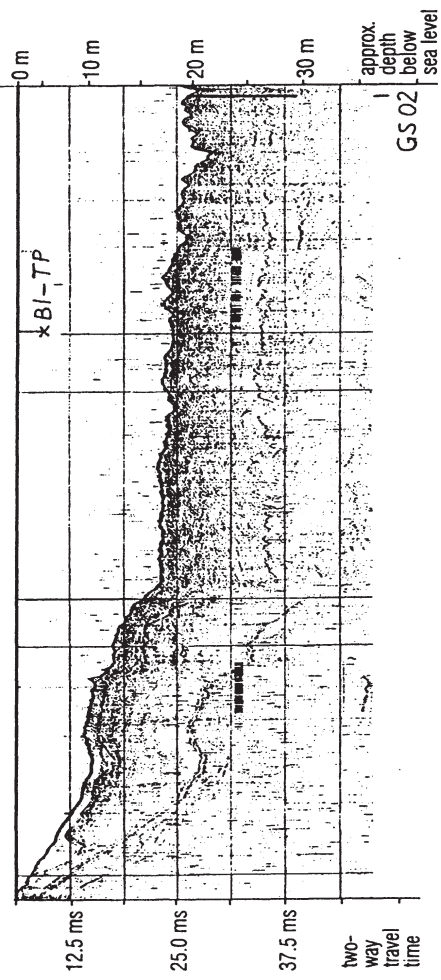
Seismic section CH Castle Harbour



Interpretation



Seismic section GS Somerset Bridge - NL Hogfish Beacon



cont'd

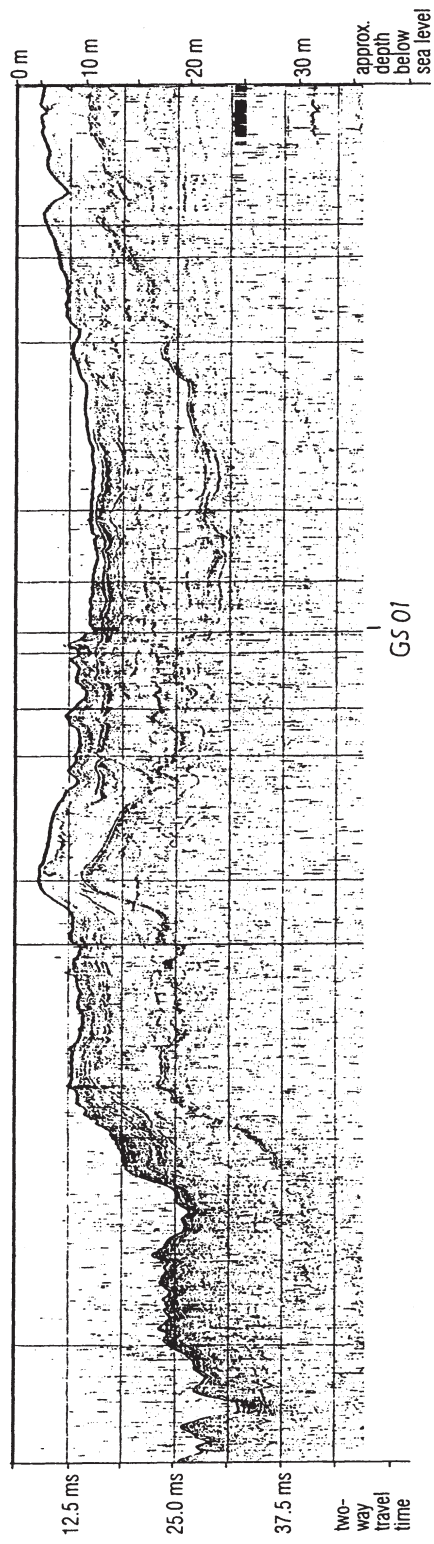
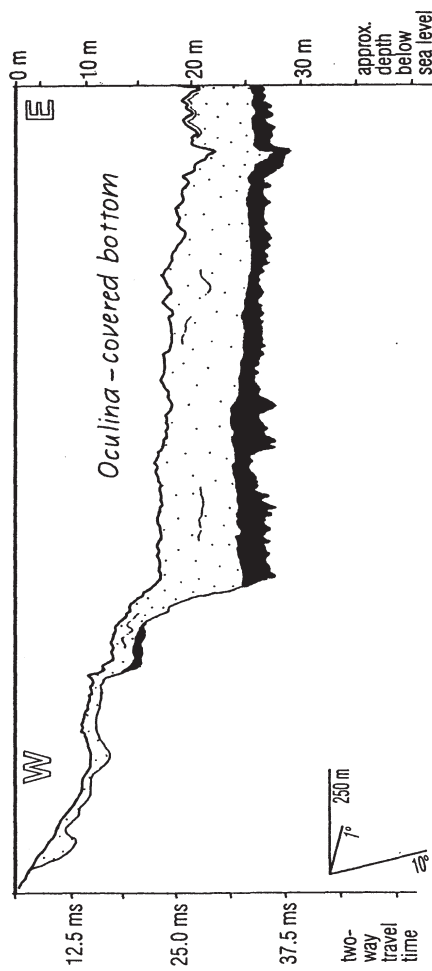


Abb. 110 Great Sound (GS) - North Lagoon (NL), seismisches Profil Somerset Bridge - Hogfish Beacon.

Linke Seite: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen

Rechte Seite: Interpretation

Seismic section GS Somerset Bridge - NL Hogfish Beacon



cont'd

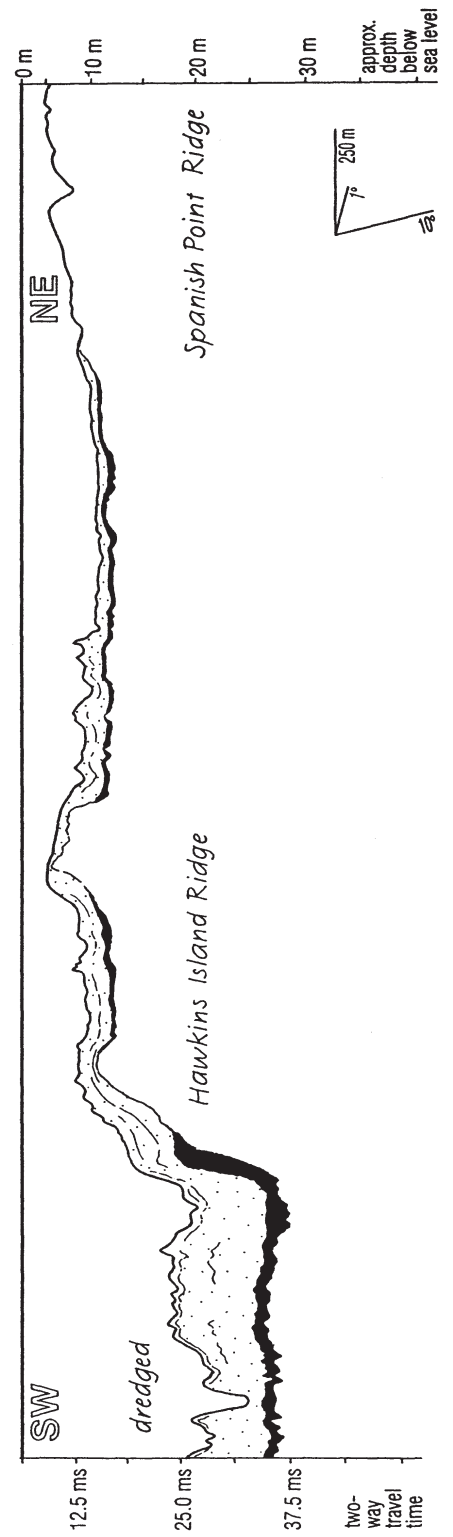
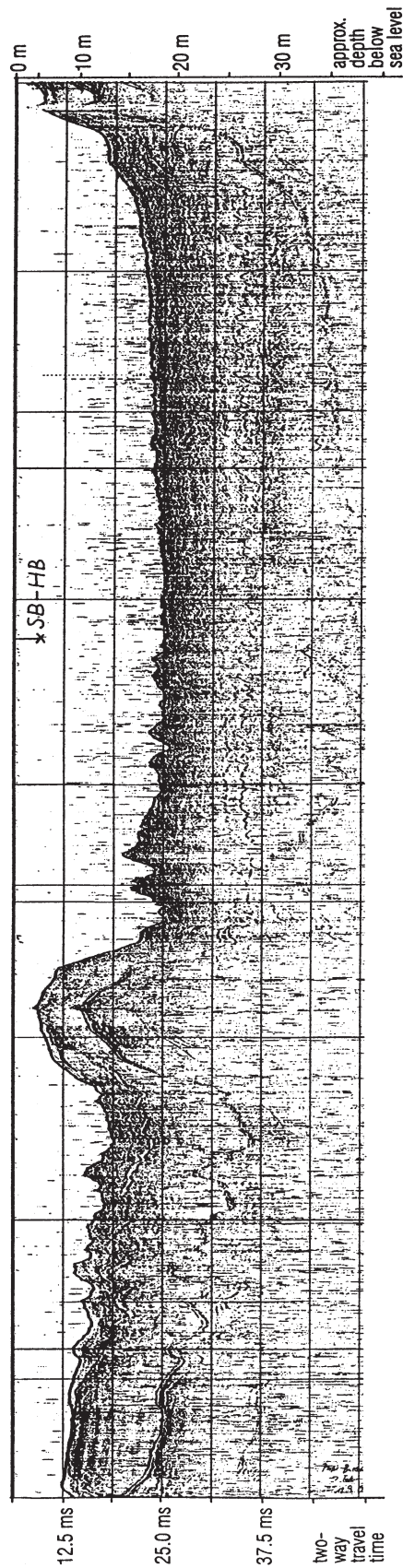


Abb. 111 Port Royal Bay (PR) - Great Sound (GS), seismisches Profil Bartlett Island - Tatem Point.

Oben: Rohdaten, Lage der Profilkreuzung,
Unten: Interpretation

Seismic section PR Bartlett Island - GS Tatem Point



Interpretation

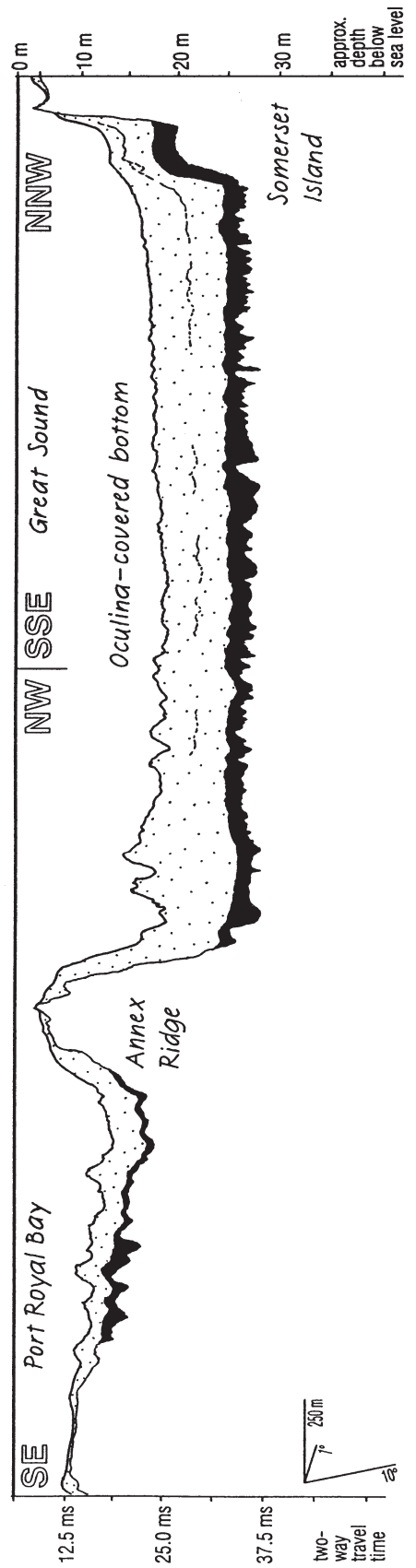
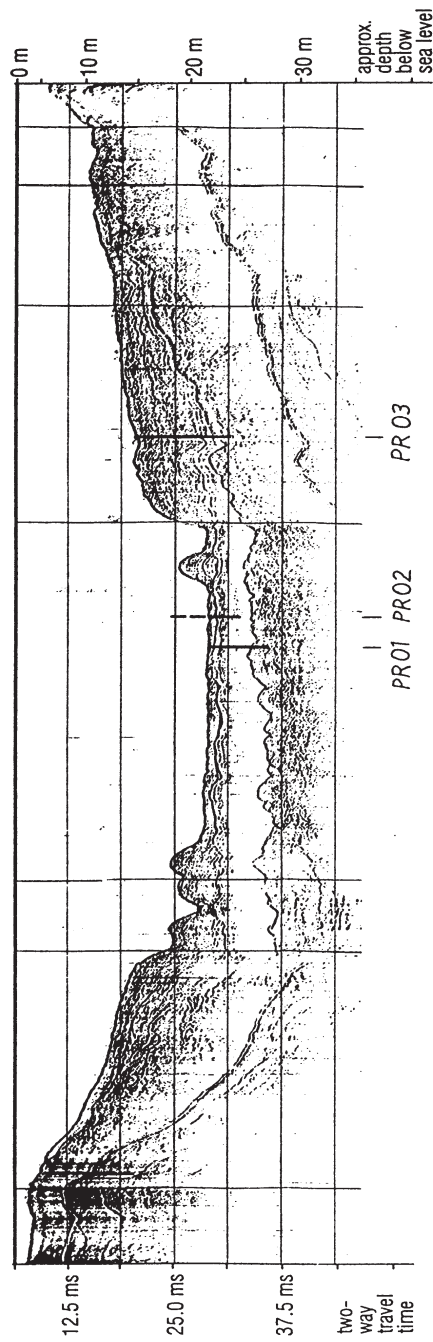


Abb. 112 Port Royal Bay, seismisches Profil Buck Island - Tender Pier;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen,
Unten: Interpretation

Seismic section PR Buck Island - Tender Pier



Interpretation

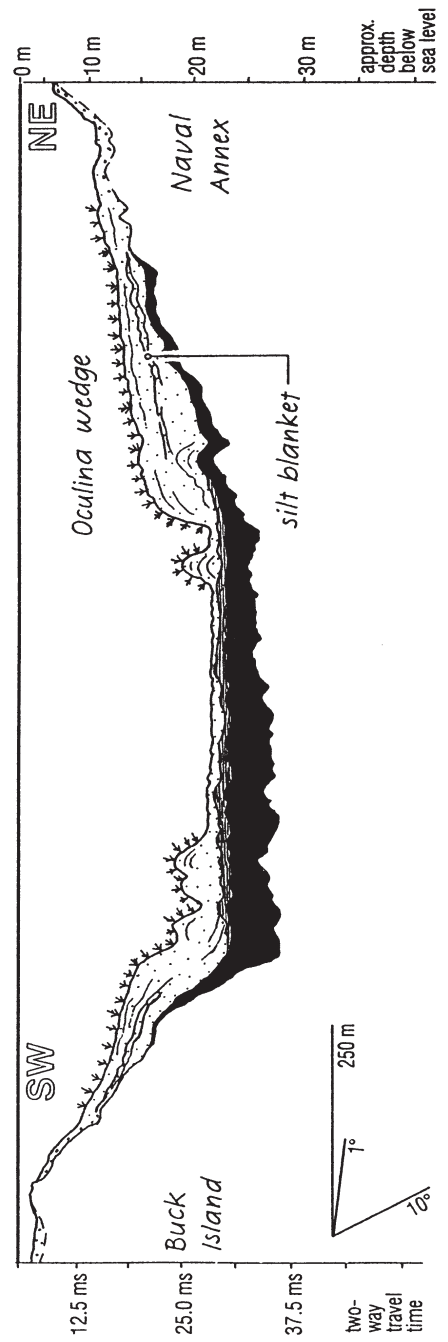
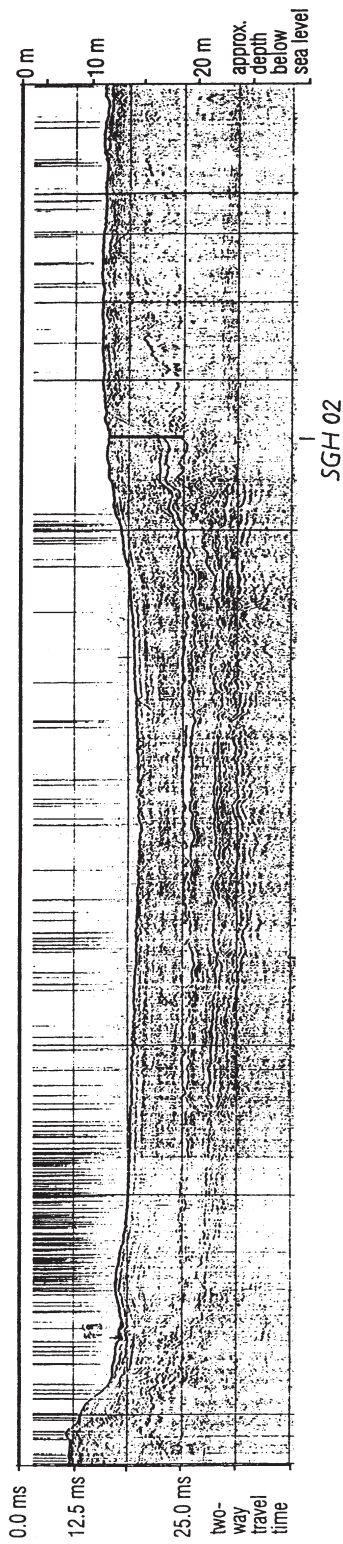


Abb. 113 St. George's Harbour, seismisches Profil.
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstation,
Unten: Interpretation

Seismic section SGH St. George's Harbour



Interpretation

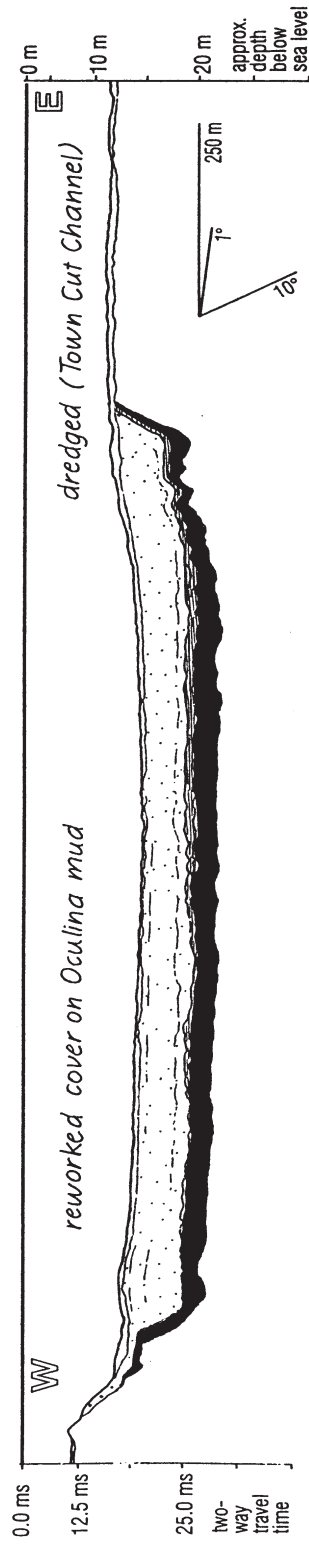
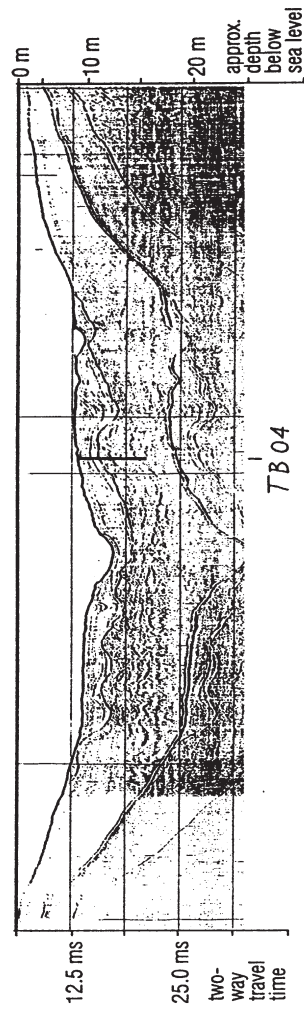
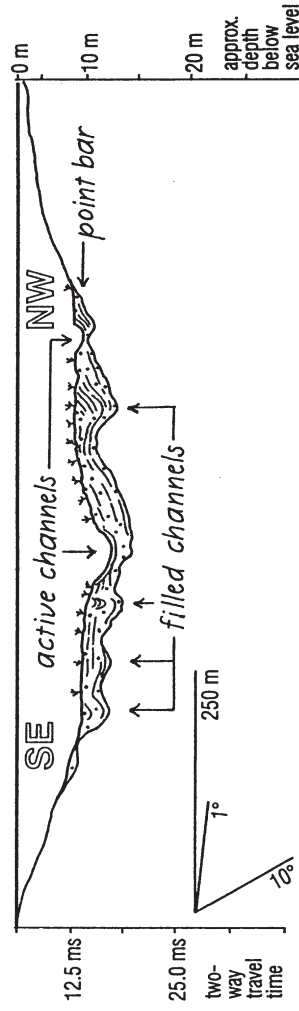


Abb. 114 Harrington Sound, seismische Profile 1.1.1 und 1.1.2;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen,
Unten: Interpretation

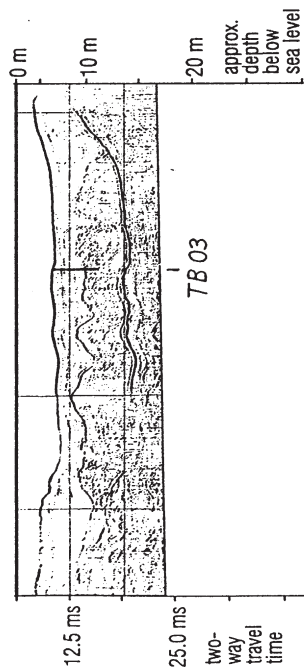
Seismic section HS 1.1.2



Interpretation



Seismic section HS 1.1.1



Interpretation

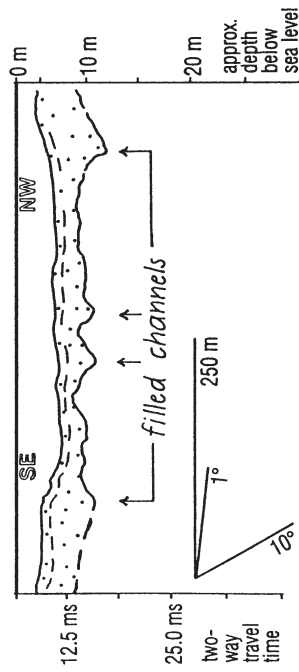
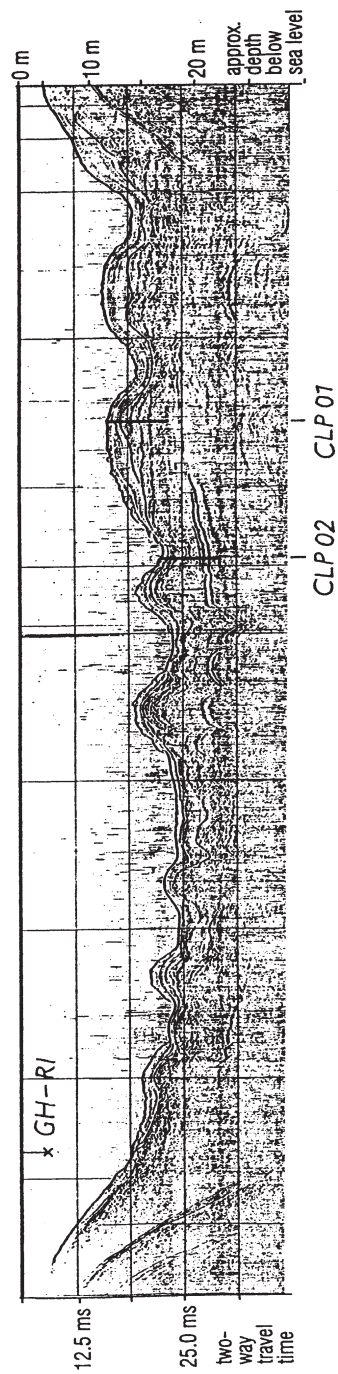


Abb. 115 Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.4;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.1.4



Interpretation

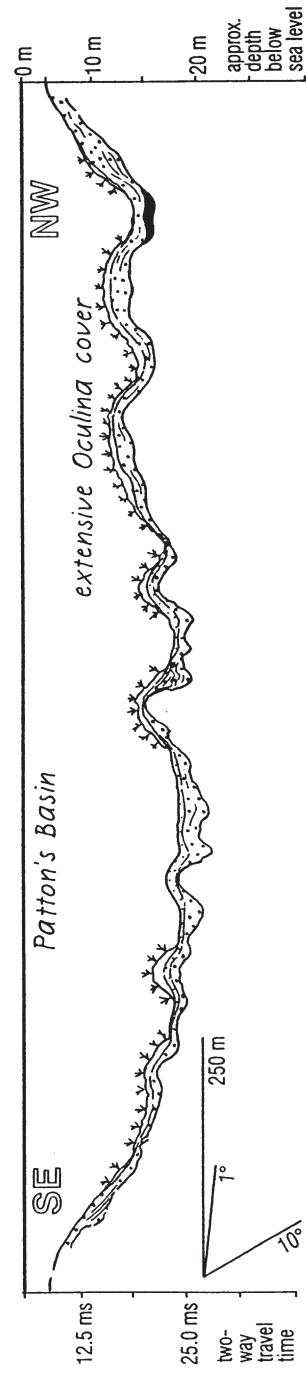
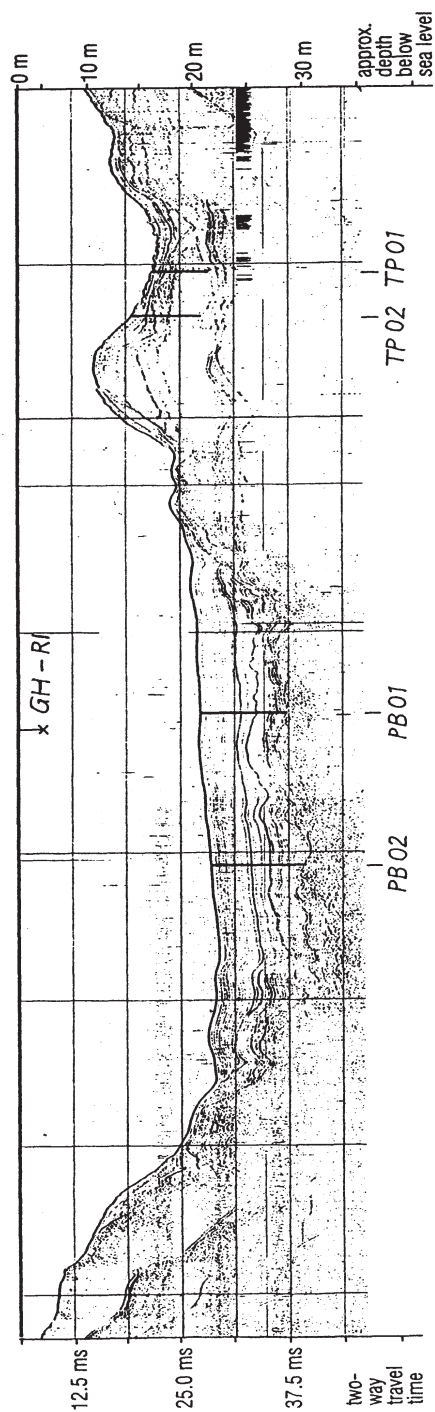


Abb. 116 Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.6;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.1.6



Interpretation

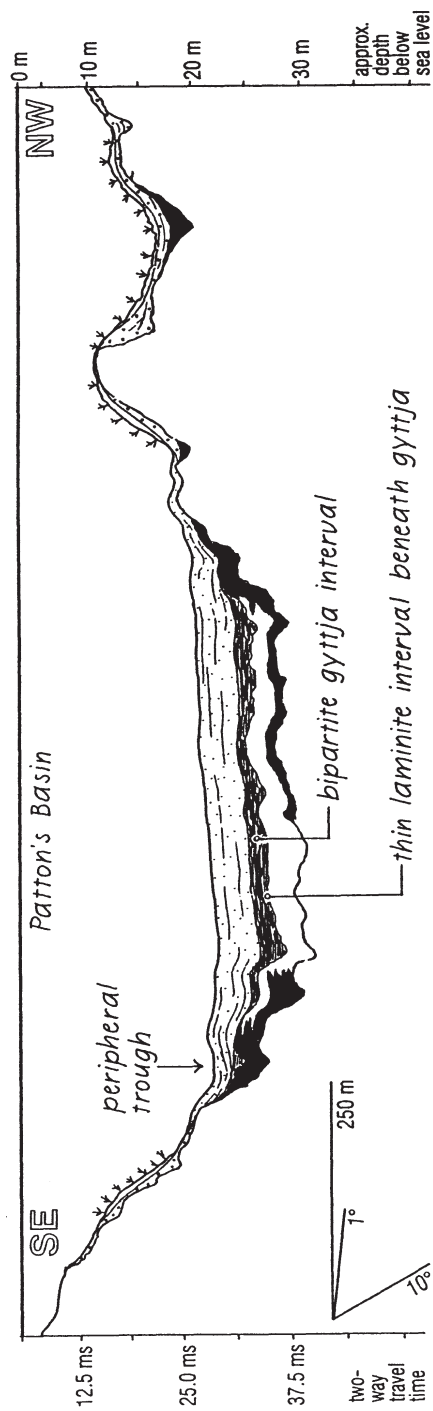
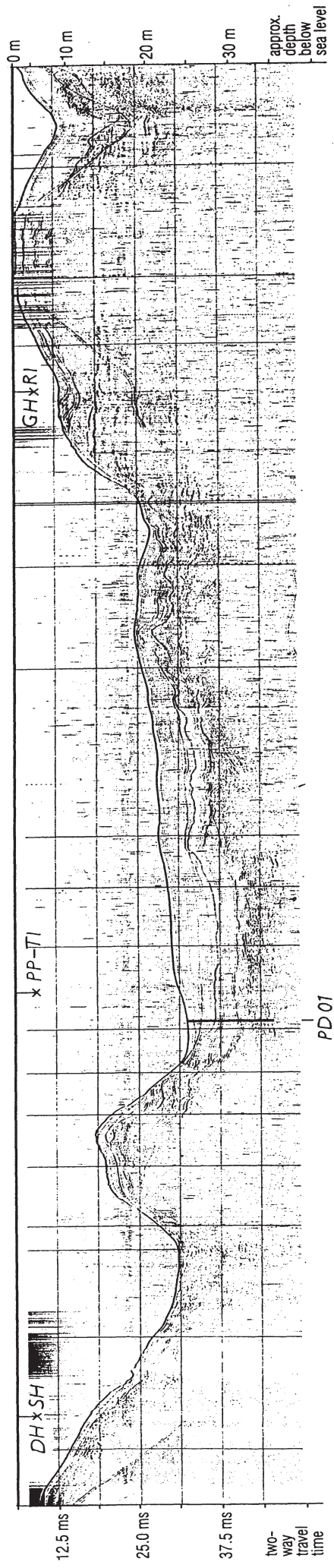


Abb. 117 Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.7;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.1.7



Interpretation

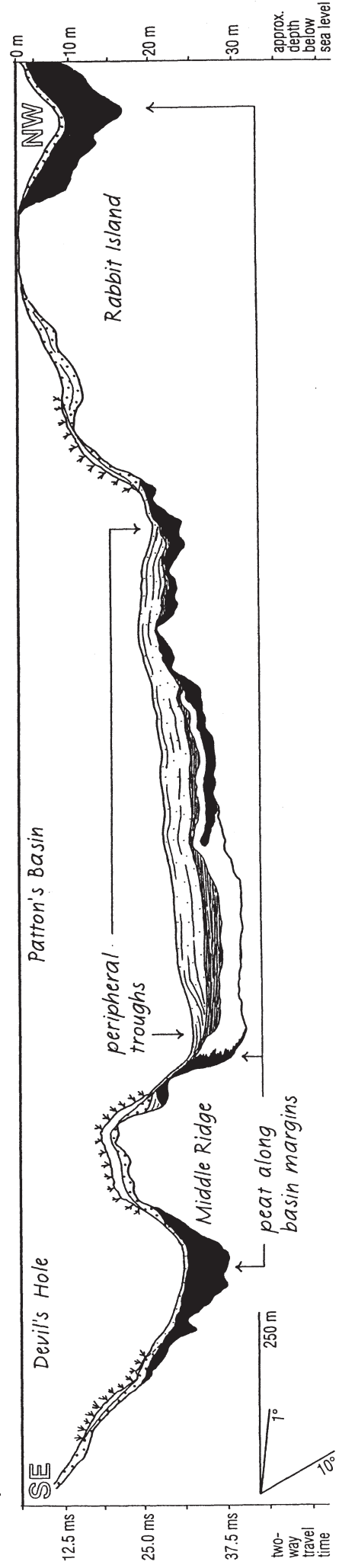
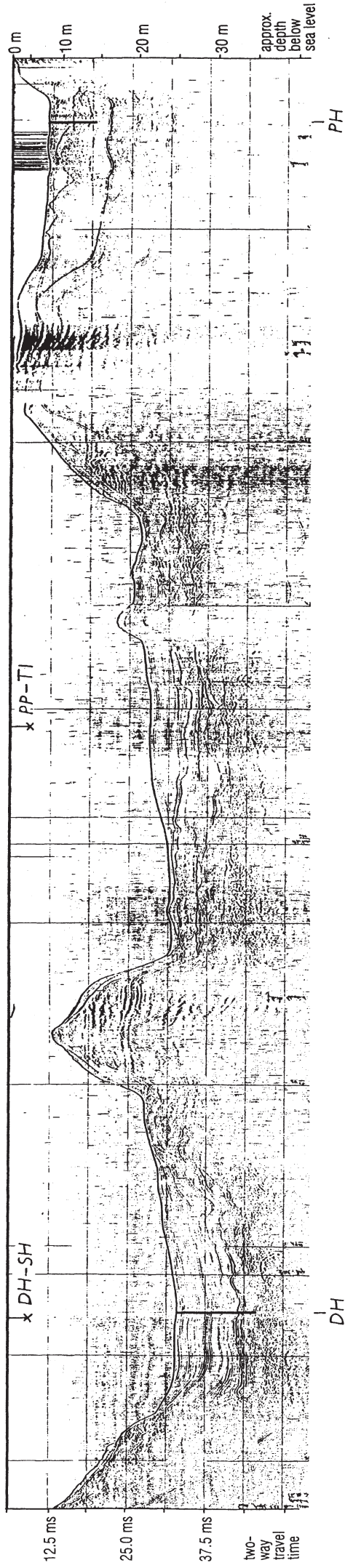


Abb. 118 Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.8;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.1.8



Interpretation

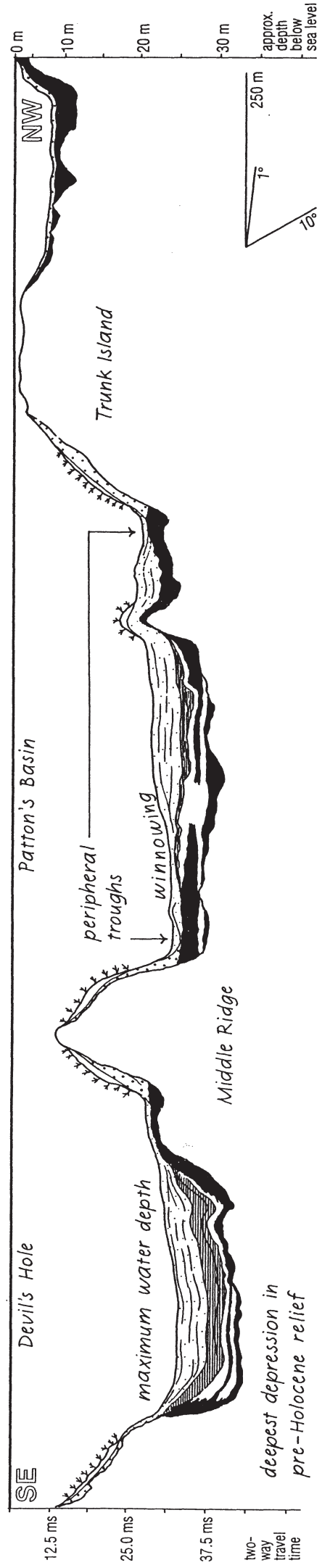
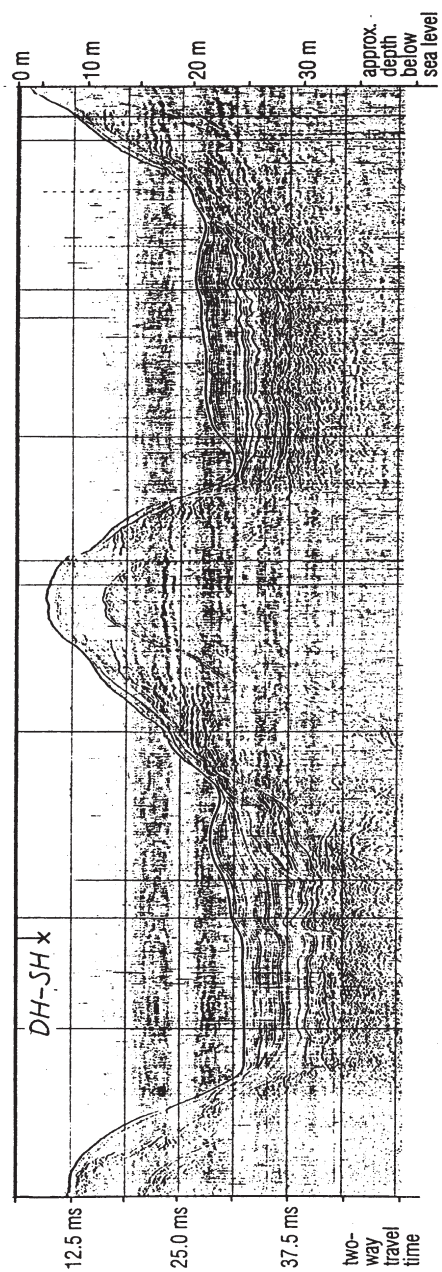


Abb. 119 Harrington Sound, seismisches Profil 1.1.9.2;
Oben: Rohdaten, Lage der Profilkreuzung,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.1.9.2



Interpretation

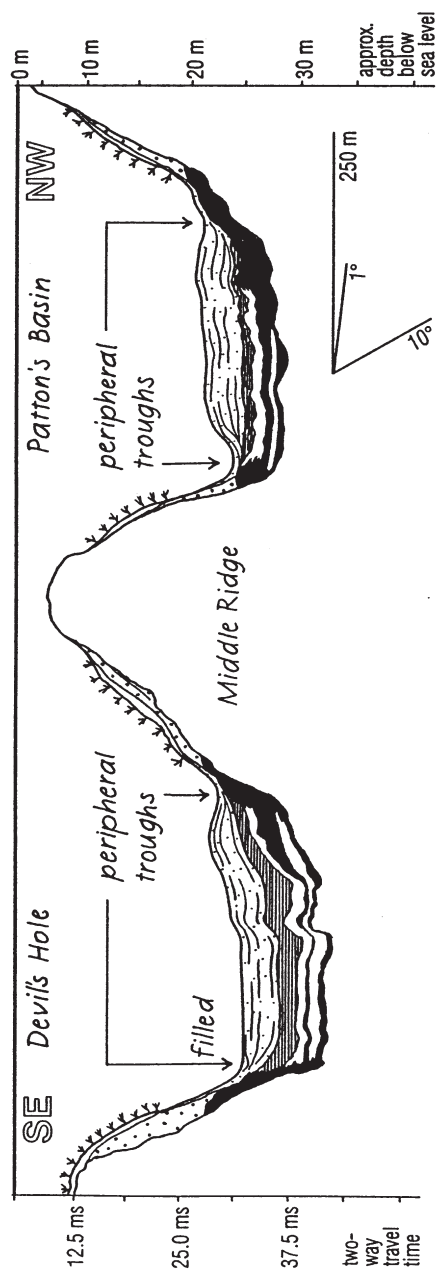


Abb. 120 Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.1;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

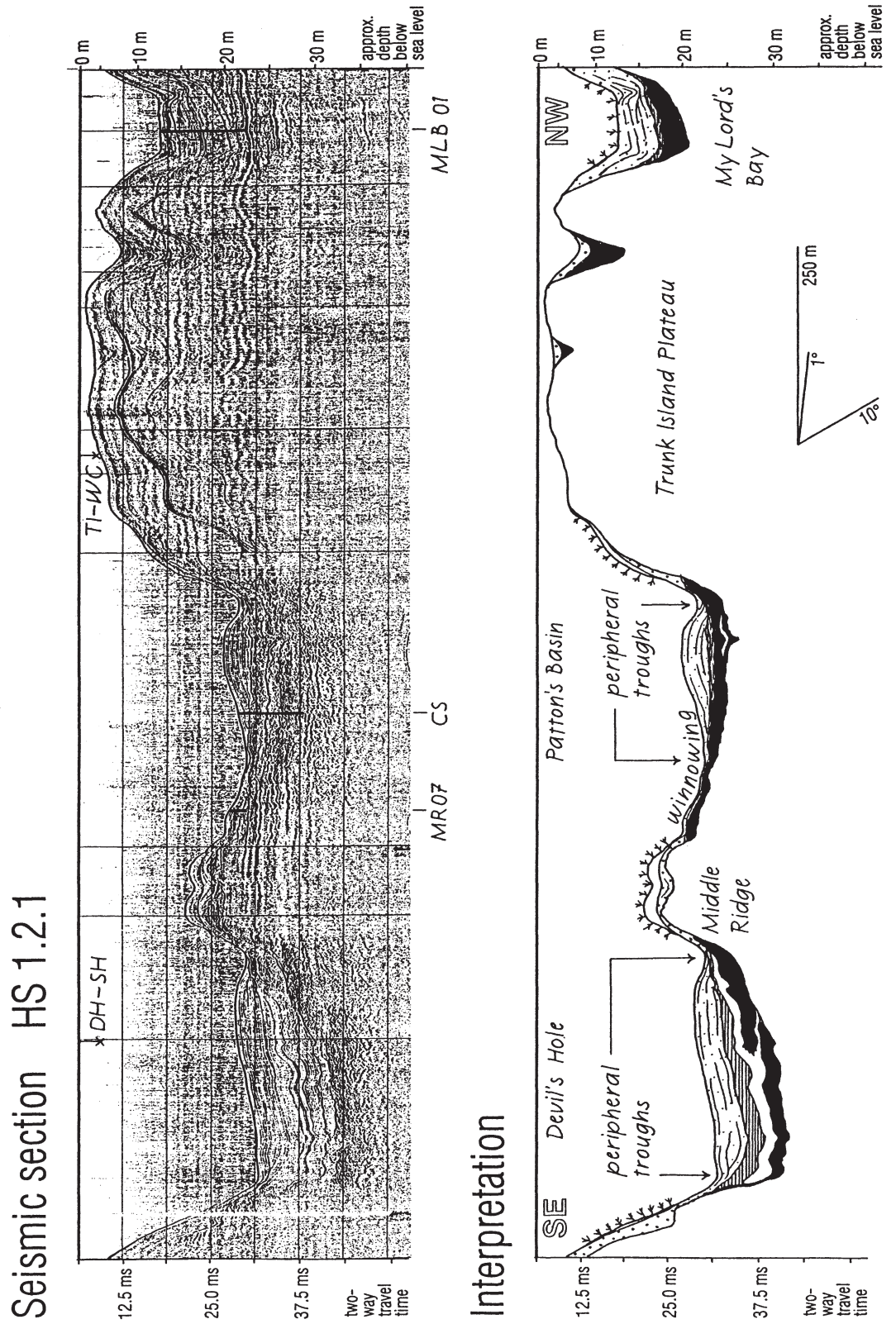
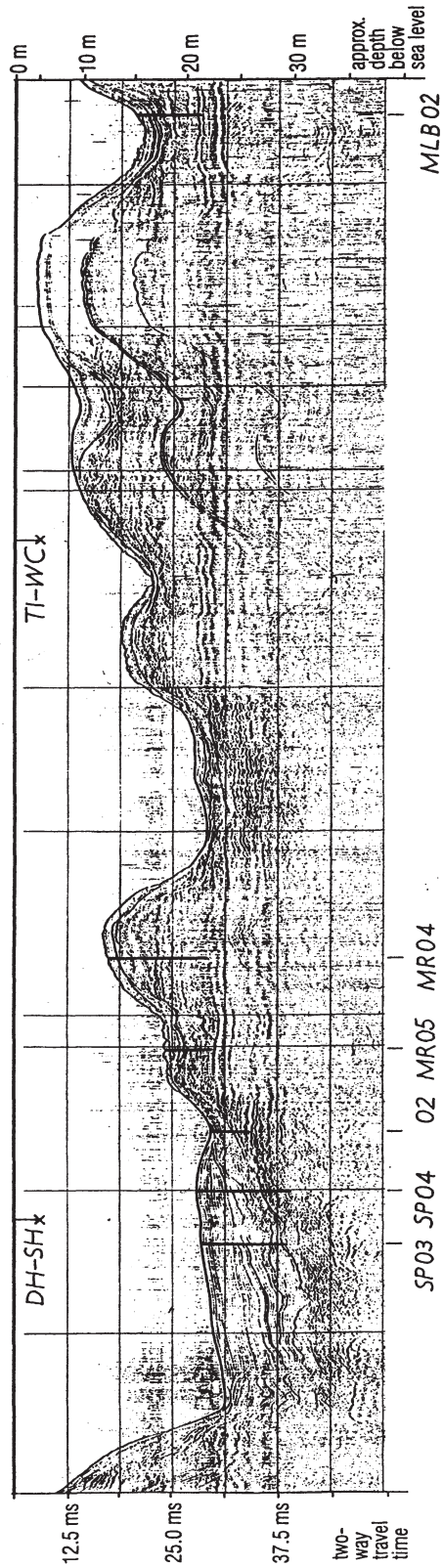


Abb. 121 Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.2;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.2.2



Interpretation

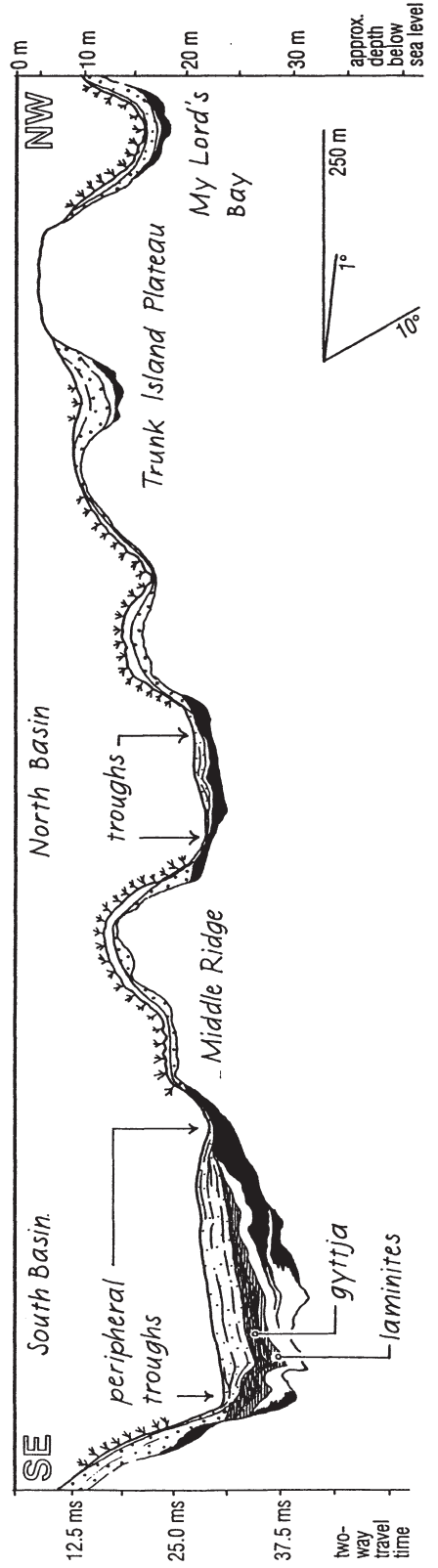
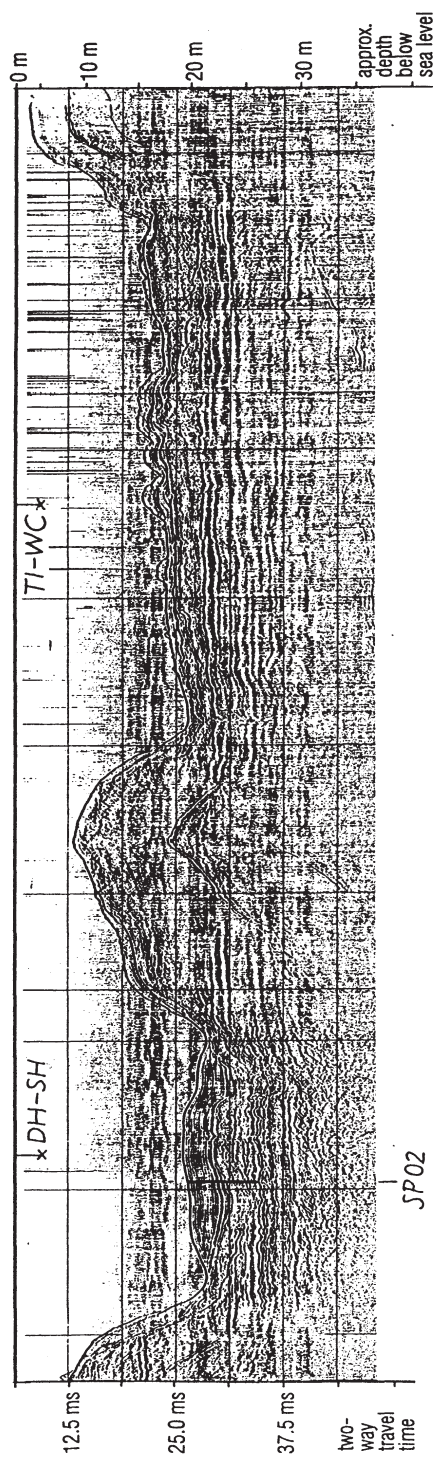


Abb. 122 Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.3;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstation und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.2.3



Interpretation

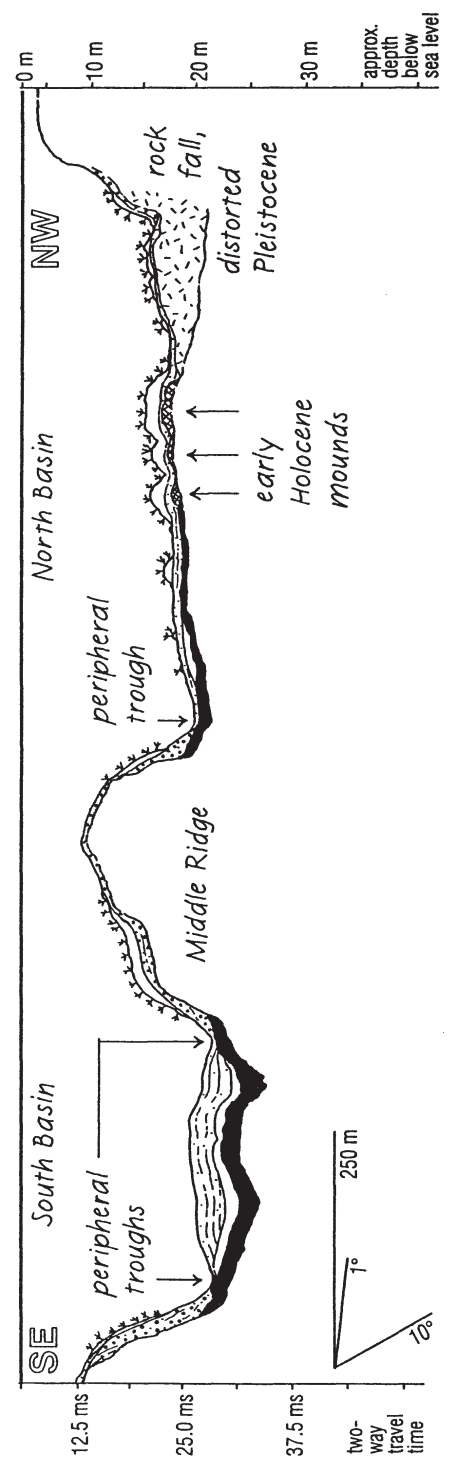
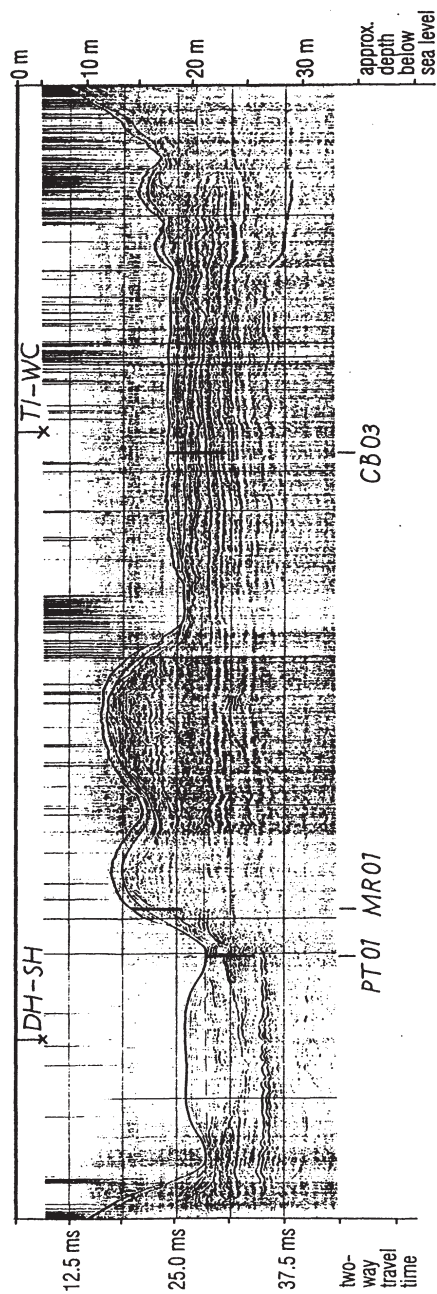


Abb. 123 Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.4;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.2.4



Interpretation

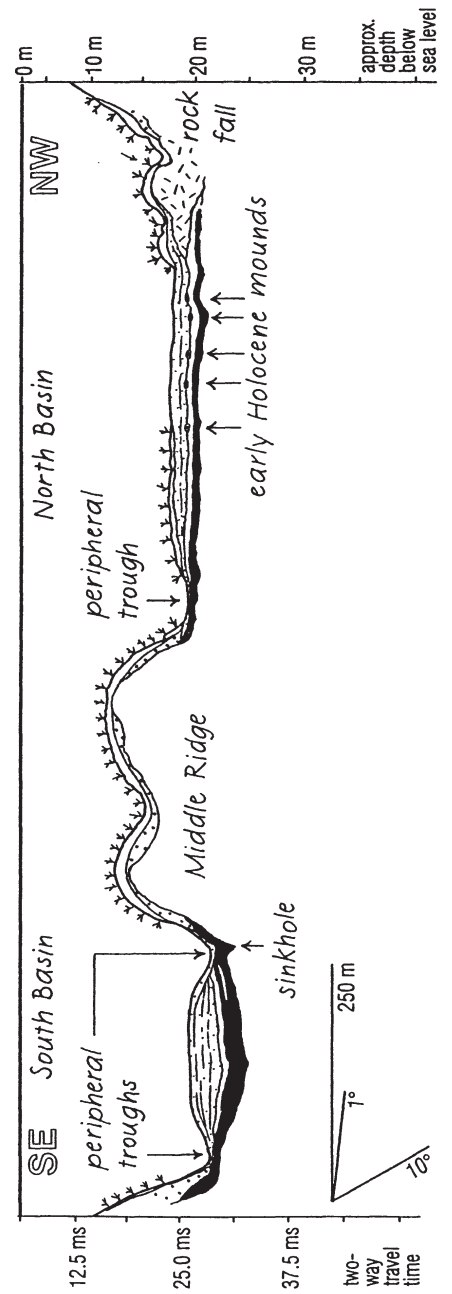
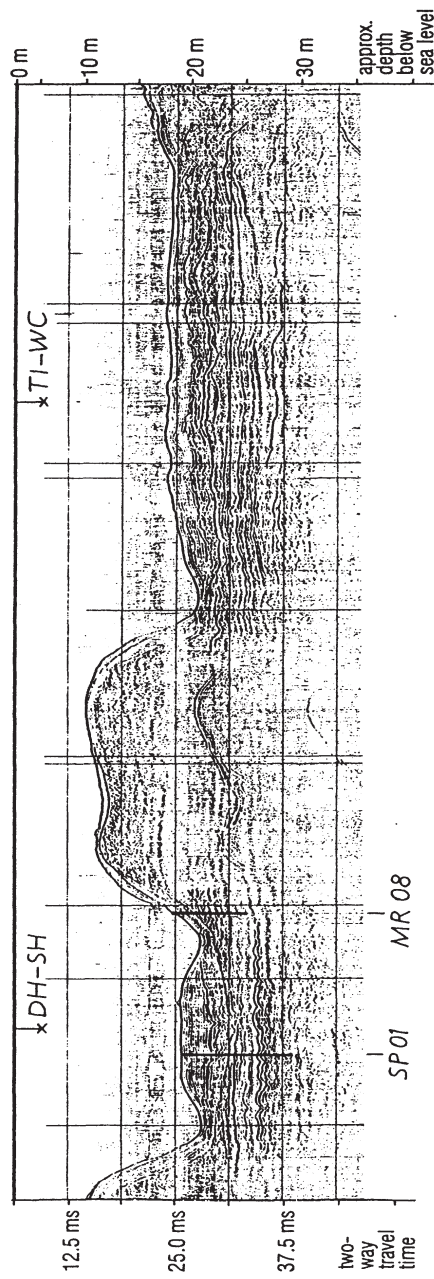


Abb. 124 Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.5;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.2.5



Interpretation

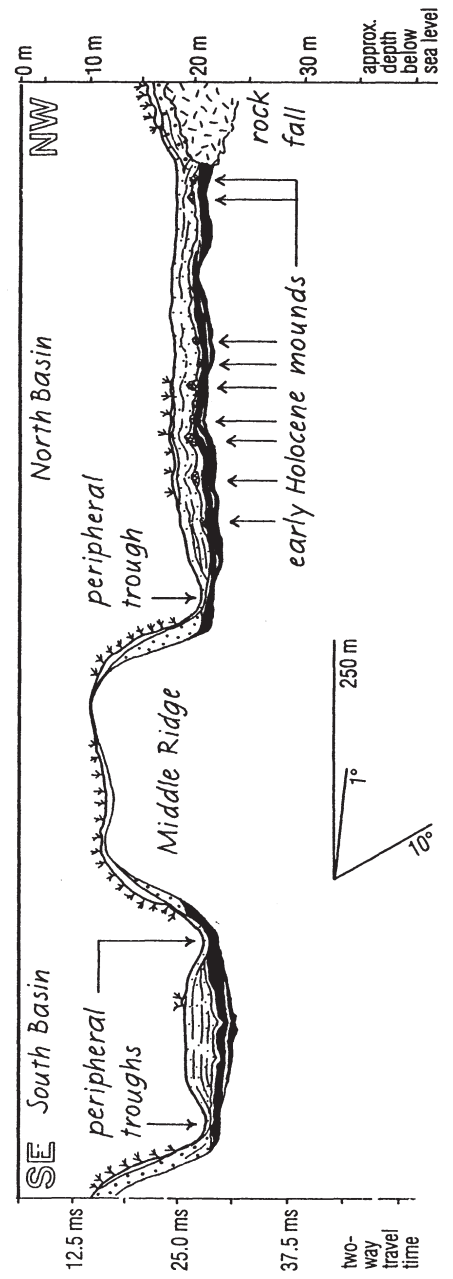
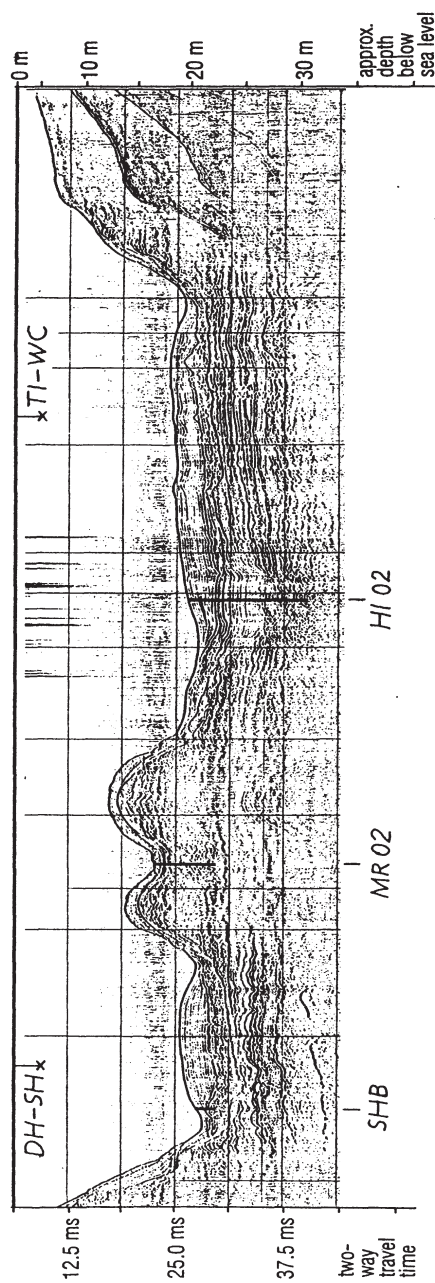


Abb. 125 Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.6;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.2.6



Interpretation

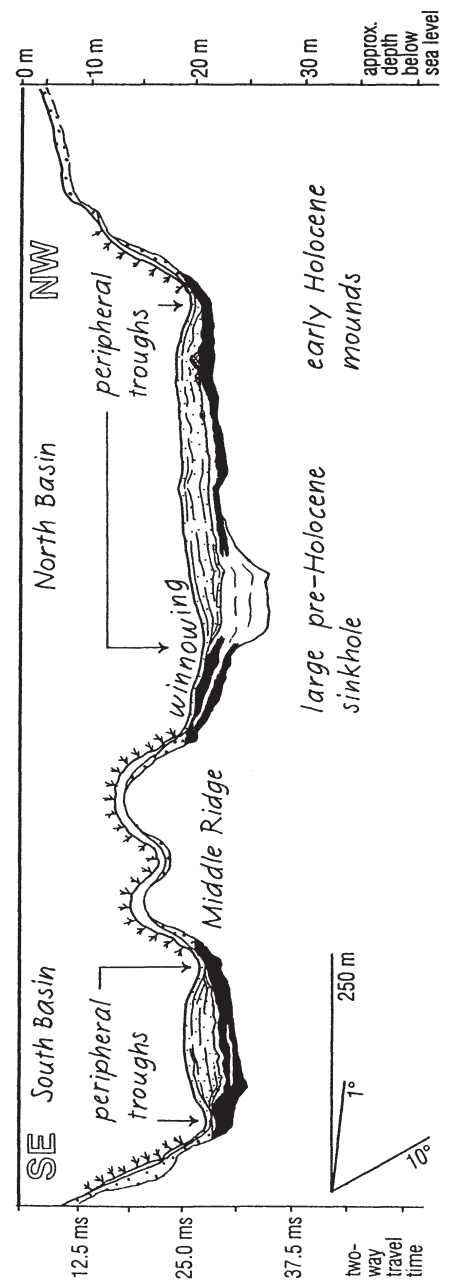
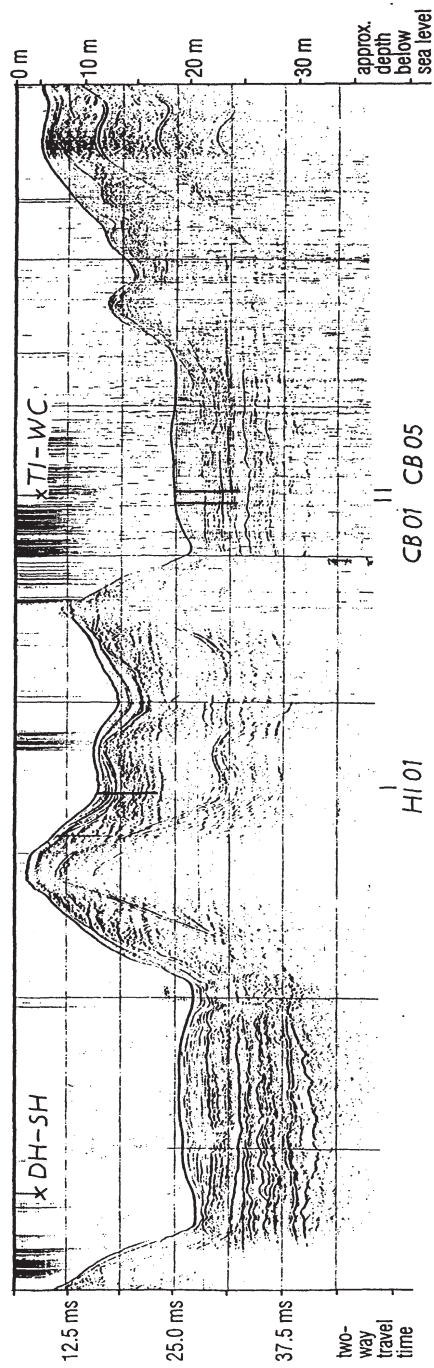


Abb. 126 Harrington Sound, seismisches Profil 1.2.7;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

Seismic section HS 1.2.7



Interpretation

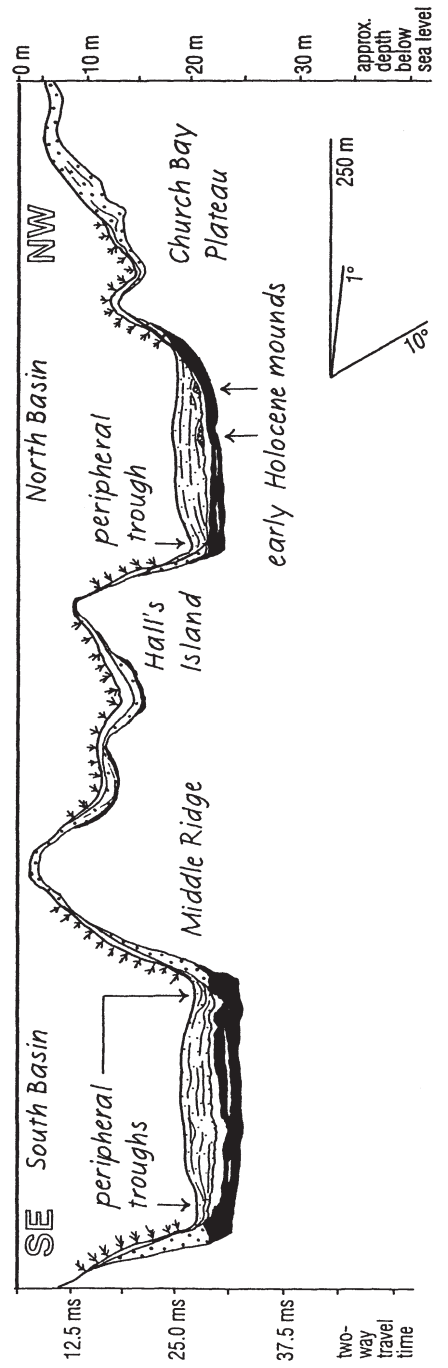
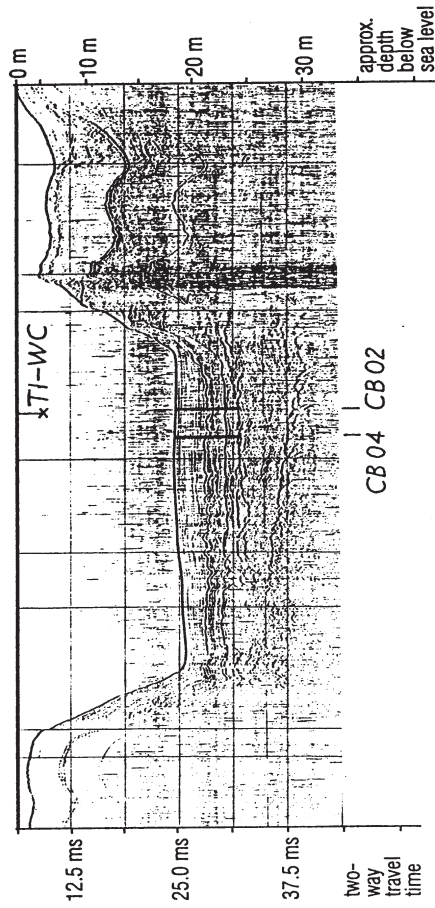
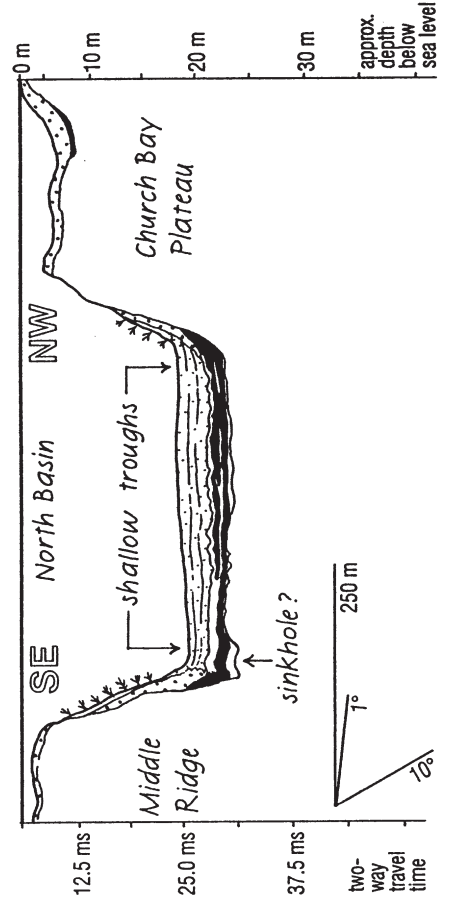


Abb. 127 Harrington Sound, seismische Profile 1.2.8 Süd und 1.2.8 Nord;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

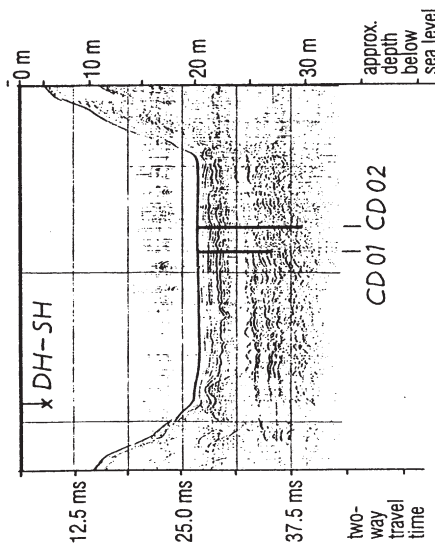
Seismic section HS 1.2.8 north



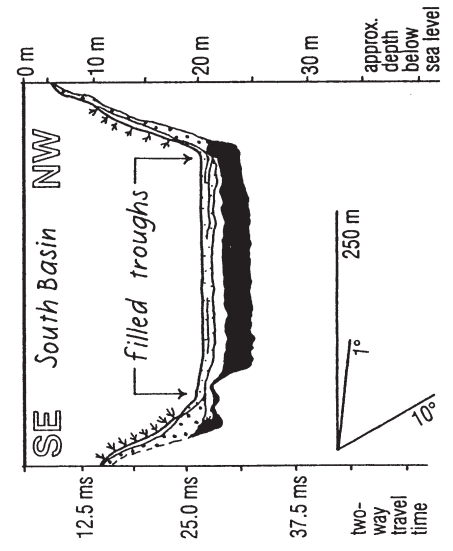
Interpretation



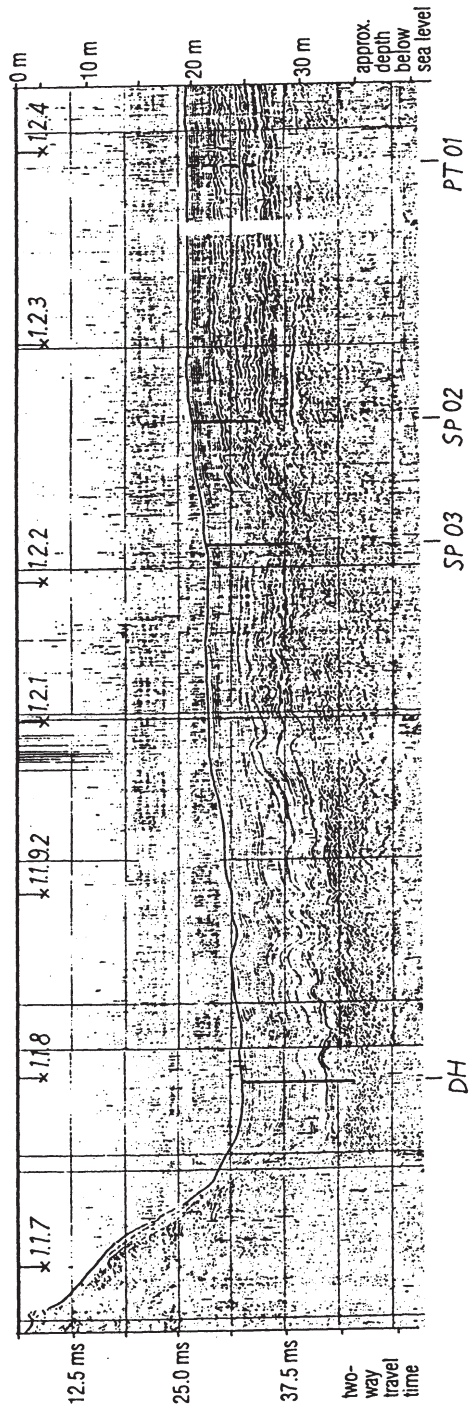
Seismic section HS 1.2.8 south



Interpretation



Seismic section HS Devil's Hole - Shark Hole



cont'd

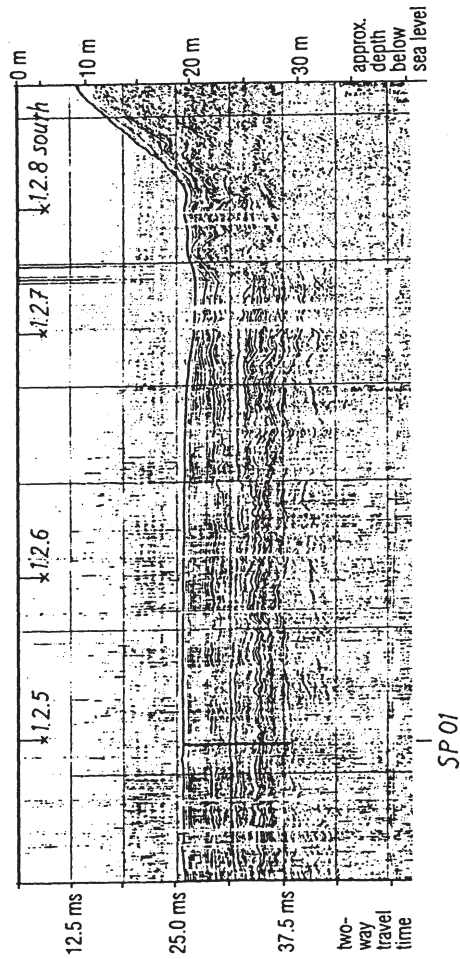
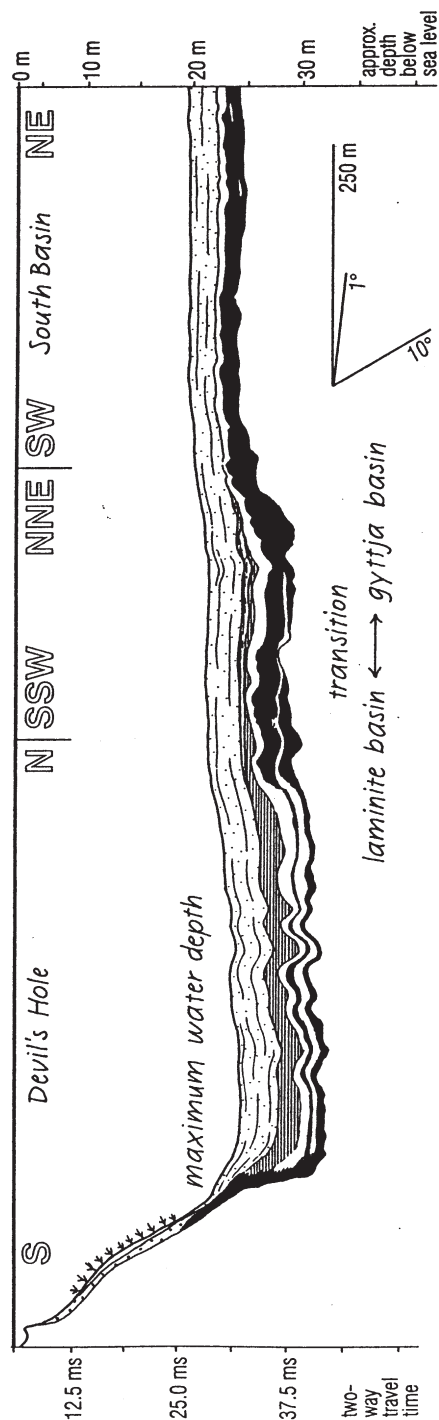


Abb. 128 Harrington Sound, seismisches Profil Devil's Hole - Shark Hole;
Linke Seite: Rohdaten, Lage der Kernstationen und Profilkreuzungen,
rechte Seite: Interpretation

Interpretation of seismic section: HS Devil's Hole - Shark Hole



cont'd

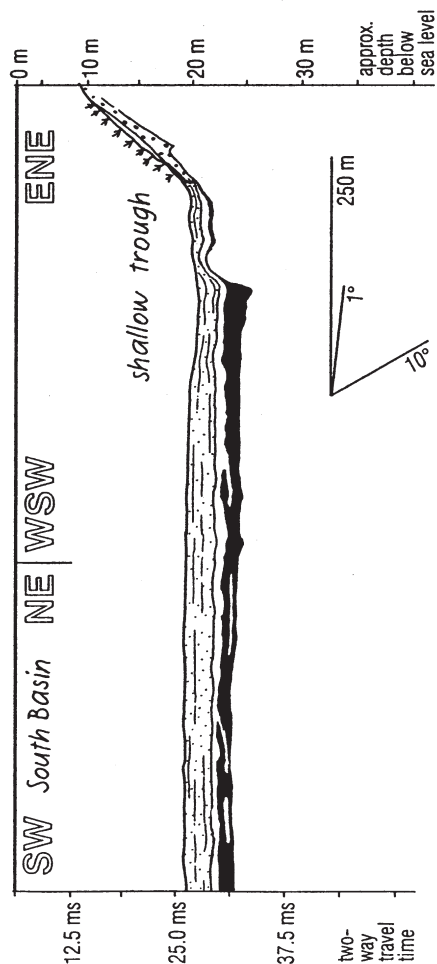
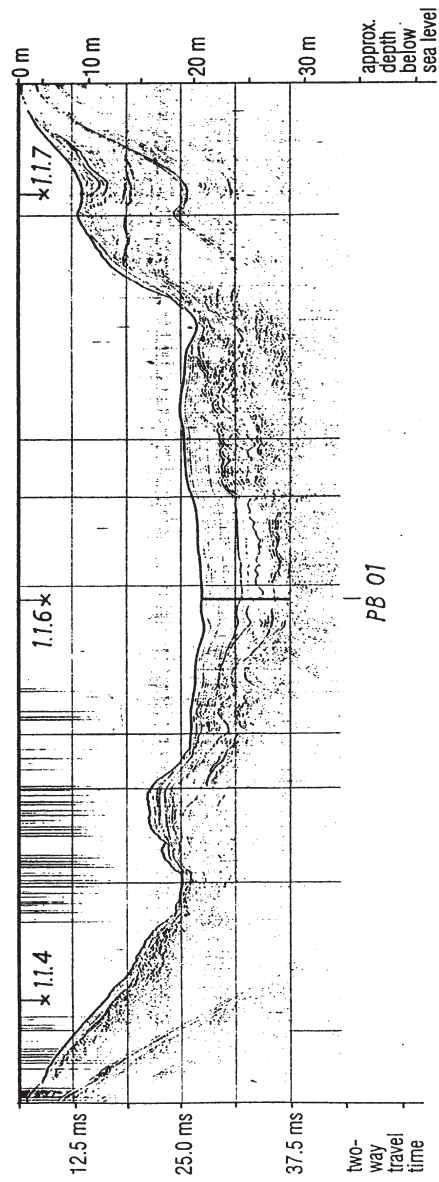
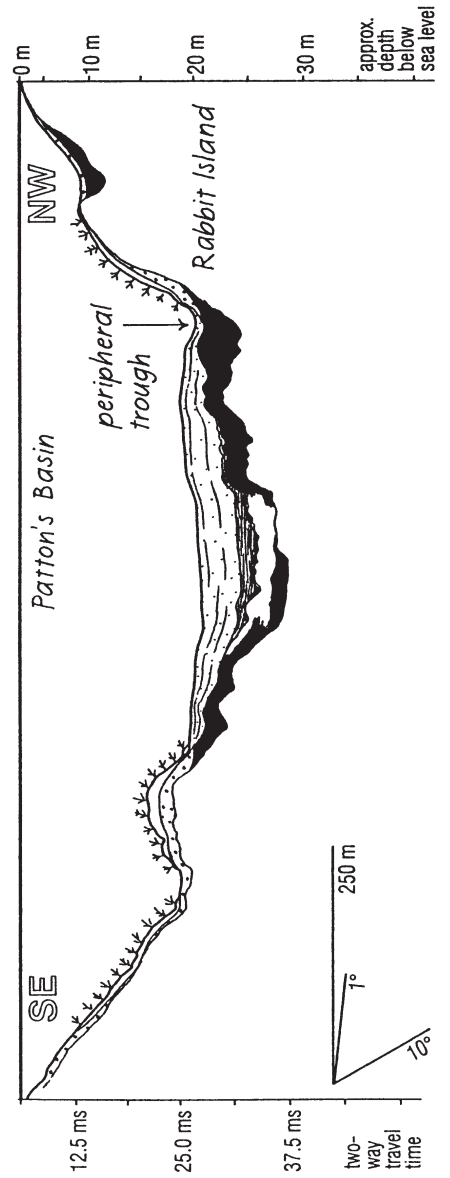


Abb. 129 Harrington Sound, seismisches Profil Gospel Hall - Rabbit Island;
Oben: Rohdaten, Lage der Kernstation und Profilkreuzungen,
Unten: Interpretation

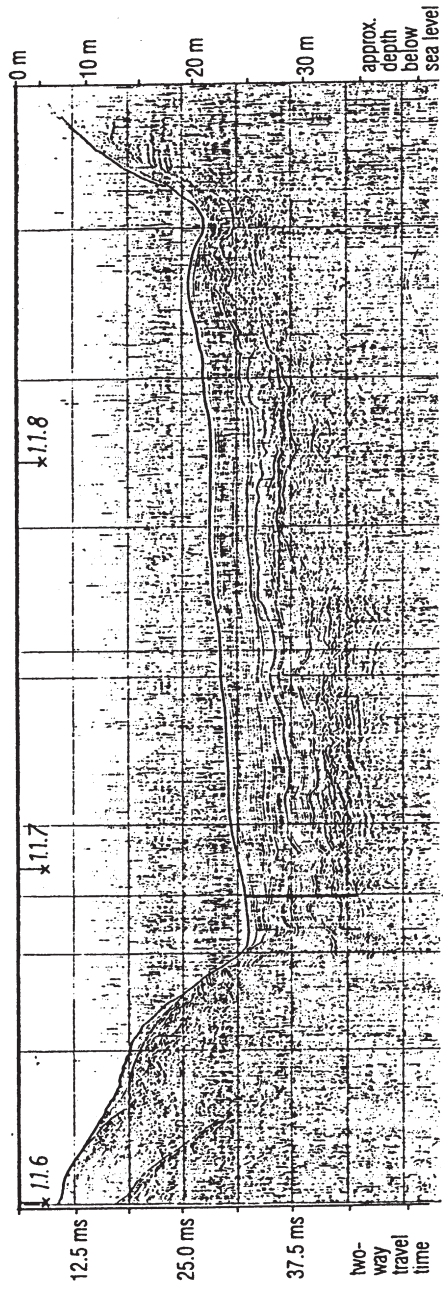
Seismic section HS Gospel Hall - Rabbit Ild.



Interpretation

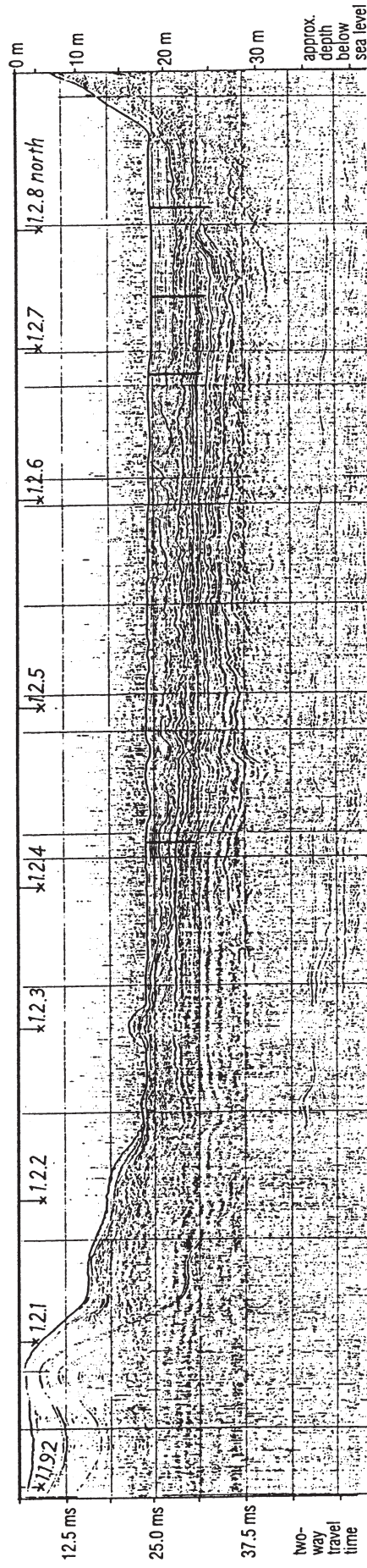


Seismic section HS Patton's Point - Walsingham Cliff



PD 01

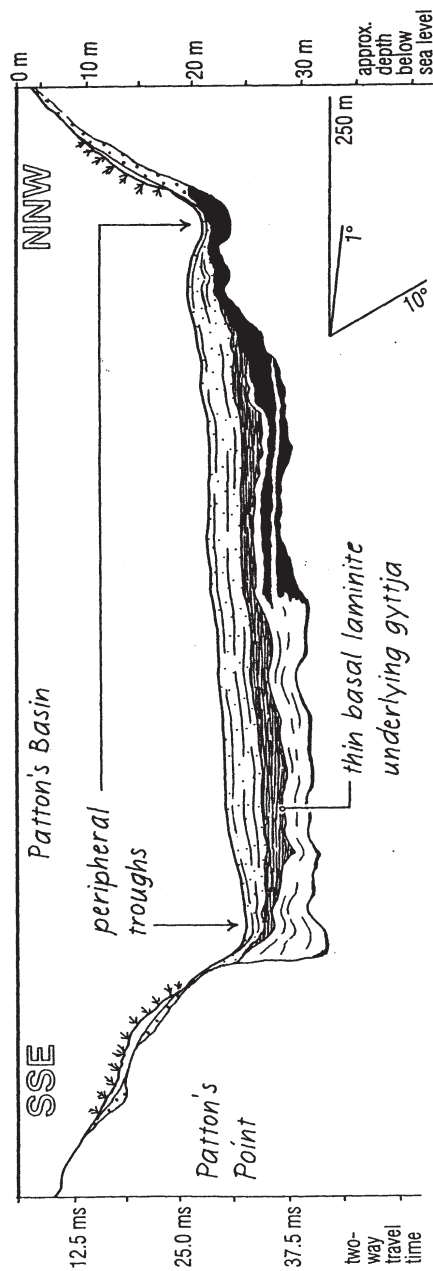
cont'd



CB 03

CB 01 CB 05 CB 02

Interpretation of seismic section: HS Patton's Point - Walsingham Cliff



cont'd

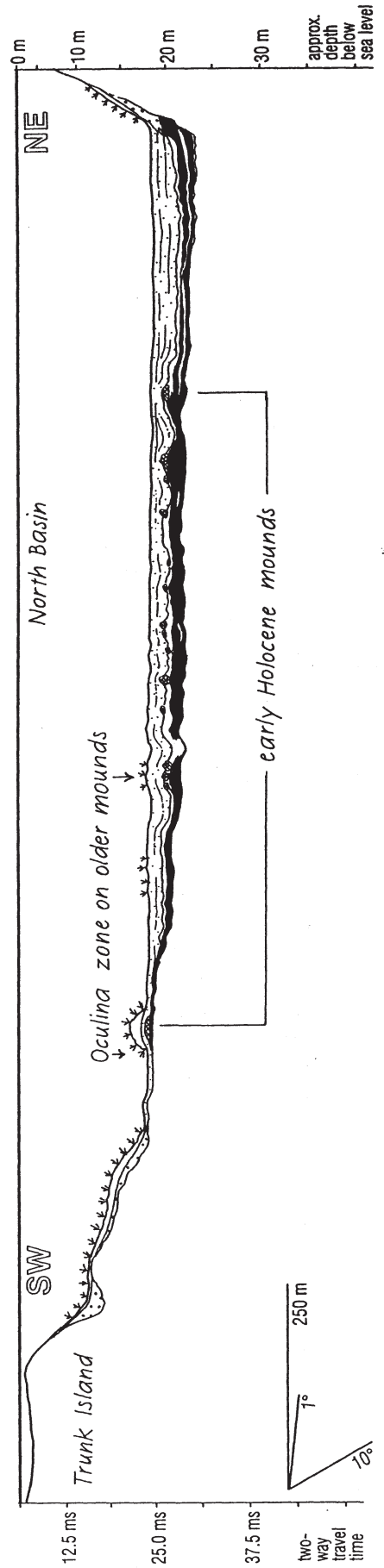


Tabelle 1

Heutige Bermuda inshore waters: maximale Wassertiefe,
Tiefe der Oberfläche Pleistozän

inshore water	present water depth		maximum depth of pre-Holocene surface ¹ (m below p.s.l.) ³	water depth in lowest breach through surrounding sill		landlocked to pre-Holocene sill depth since at least the end of isotope stage
	maximum (m)	mean (m)		today ² (m below p.s.l.)	pre-Holocene ¹ (m below p.s.l.)	
Castle Harbour	15.5	8.2	≥ 22.5	6	12	5
Great Sound	23.8	5.7	≥ 29.0	~ 6 (< 11)	probably < 15	5 or 7 ?
Hamilton Harbour + Granaway Deep	20.1	6.7	unknown (>> 20.1)	8	unknown	depends on Great Sound
Harrington Sound	24.6	14.5	32.6	3	0 ?	7
Port Royal Bay	22.0	10.5	≥ 28.0	10	10 - 15	7
St. George's Harbour	16.8	6.9	≥ 23.0	6 (< 9)	< 12	5

¹ as recorded in seismic sections; actual depths may be higher in off-profile areas

² in () = water depth in dredged channel

³ p.s.l. = present sea level

Tabelle 2

14C-Alter von holozänen Basistorfen, Bermuda, geordnet nach Lokalität und Wassertiefe. Enthält auch Daten von Redfield (1971), Ashmore & Leatherman (1984), und A.C. Neumann (unveröff.). Botanische Übersichtsanalysen der Torfe: A.D. Cohen (unveröff.)

sample	depth (m below p.SL)	radiocarbon age		dated material	remarks on peat layer	Lab-No.	$\delta^{13}C$ (o/oo)	calibrated age (2 σ) *	
		(yr BP)	$\pm 1\sigma$					min. (yr BP)	max. (yr BP)
Devonshire Marsh									
ACN # D 7	1.7	770	80	peat	botany: palm	ML 561		550	910
ACN # 12	3.4	3,815	95	peat	botany: palm (humus)	ML 559		3,900	4,500
ACN # D 9	5.8	4,585	100	peat	botany: fern, palm, some wax myrtle	ML 556		4,850	5,600
ACN # D 11	7.4	5,070	100	peat	botany: palm	ML 555		5,550	6,050
ACN # D 1	8.9	6,000	110	peat	botany: myrtle, fern	ML 553		6,550	7,200
ACN # D 5	10.7	6,510	110	peat	botany: myrtle, fern	ML 552		7,200	7,550
ACN # D 4	12.5	6,970	120	peat		ML 550		7,540	7,960
Great Sound									
GS 01, 1,22 - 1,28	12.6	7,250	90	peat and detrital peat (Corg)	peat (2 cm) + gyttja (5 cm)	KI-1997	-27.2	7,820	8,190
GS 02, 5.94 - 6.01	27.1	9,150	210	peat, decomposed	24 cm thick, gyttja on top	KI-1998	-27.9	9,550	10,950
Harrington Sound									
ACN # HS	4.4	4,994	80	fine peat		ML 69-2A		5,590	5,910
ACN # HS	4.7	4,760	100	fine peat		ML 69-3A		5,050	5,750
HS-TB 02/2, 1.35 - 1.40	4.7	3,830	95	peat, fibrous	>70 cm thick, bioturbated on top	KI-2045.02	-26.4	3,900	4,550
HS-TI, 1.80 - 1.85	5.5	4,990	65	coarsely fibrous peat with twigs	165 cm thick, with a few thicker branches	KI-2117.02	-29.0	5,600	5,900
ACN # HS	5.6	4,787	105	fine peat		ML 69-13A		5,250	5,850
HS-TB/1, 0.85 - 0.90	7.0	5,800	80	peat, coarsely fibrous	85 cm thick, on "peaty" soil	KI-2044	-27.7	6,410	6,780
ACN # HS	7.6	5,829	110	fine peat		ML 69-12A		6,350	6,900
ACN # HS	9.4	6,785	120	fine peat		ML 69-16A		7,390	7,890
ACN # HS	11.2	6,800	120	fine peat		ML 69-17B		7,390	7,890
ACN # HS	11.4	7,221	110	fine peat		MI 69-17A		7,750	8,300
HS-PH/2, 3.45 - 3.50	12.3	6,850	100	peat, fibrous, sl. decomposed	305 cm thick, detrital up-core	KI-3408	-28.9	7,470	7,900
ACN # HS	13.0	7,280	100	coarse peat		ML 69-18C		7,830	8,310
ACN # HS	13.1	6,742	100	wood	botany: cedar	ML 69-18B		7,390	7,720
ACN # HS	13.2	7,360	160	fine peat		ML 69-18A		7,800	8,450
8450ACN # HS	15.1	7,709	140	coarse peat		ML 69-19A		8,150	8,950
ACN # HS	17.3	7,400	135	fine peat		ML 69-20A		7,930	8,410

nochTabelle 2

14C-Alter von holozänen Basisstoffen, Bermuda, geordnet nach Lokalität und Wassertiefe. Enthält auch Daten von Redfield (1971), Ashmore & Leatherman (1984), und A.C. Neumann (unveröff.). Botanische Übersichtsanalysen der Torfe: A.D. Cohen (unveröff.)

sample	depth (m below p.SL)	radiocarbon age (yr BP) ± 1σ	dated material	remarks on peat layer	Lab.No.	δ 13C (o/oo)	calibrated age (2 σ) *
							min. (yr BP) max. (yr BP)
ACN # HS	17.4	7,880	fine peat and wood		ML 69-15A		8,400 9,000
ACN # HS	17.9	8,833	plant remains in soil	mostly clay	ML 69-22A		9,450 10,050
ACN # HS	18.3	8,030	fine peat		ML 69-27B		8,450 9,400
ACN # HS	18.6	8,785	plant remains	much soil	ML 69-27A		9,450 10,000
ACN # HS	19.2	8,195	fine peat		ML 69-24A		8,700 9,450
HS-MR 05/2, 0,80 - 0,85	19.8	8,900	plant remains in clay	roots midway in Pleistocene soil	KI-2121	-27.9	9,450 10,300
HS-MLB 02 /2, 2,20 - 2,26	19.9	8,760	wood from peat	45 cm, detrital on top	KI-2120	-30.1	9,490 9,970
HS-MR 08, 1,80 - 1,85	20.3	8,900	peat, fibrous	>50 cm thick, fibrous lower third, on "peaty" soil	KI-2111.01	-28.3	9,570 10,040
Redfield (1967)	20.7	9,145	peat		ML-186		9,650 10,400
HS-CB 03, 2,59 - 2,64	21.6	8,800	peat, sl. decomposed	35 cm thick, detrital on top, fining upward	KI-2119	-28.5	9,530 9,970
HS-CD 02, 3,45 - 3,50	21.9	9,410	peat, decomposed	>100 cm thick, detrital on top, coarse below	KI-2118	-28.0	10,000 10,950
HS-CB 05 /2, 3,75 - 3,80	22.2	9,370	peat, decomposed	70 cm thick	KI-3932,38	-28.7	10,000 10,900
HS-MR 07, 1,24 - 1,29	22.3	9,440	peat, decomposed to fibrous	100 cm thick, fibrous at base	KI-2113	-28.2	10,100 10,950
HS-SP 01, 3,92 - 3,98	23.0	9,940	peat, partly decomposed	45 cm thick, chalk and detrital peat on top	KI-1800.03	-25.4	10,550 12,550
HS-PT 02, 1,10 - 1,15	23.2	9,150	peat, fibrous	100 cm thick, detrital on top?	KI-2112	-28.2	9,650 10,550
HS-PT 01, 1,71 - 1,76	23.2	9,640	peat, sl. decomposed	>50 cm thick	KI-1733.01	-27.3	10,400 11,000
ACN # HS 78 ft	23.8	9,180	peat	botany: Mariscus (saw grass)	ML 526		9,850 10,550
HS-GP (24.3), 2,39 - 2,43	23.9	9,020	peat, decomposed	>30 cm, similar to overlain by chalk	KI-1732.01	-25.3	9,650 10,300
HS-GP (01.4), 3,25 - 3,30	24.8	9,720	peat, decomposed	>30 cm, similar to overlain by chalk	KI-1732.02	-26.3	10,400 11,200
HS-CS /1, 2,85 - 2,90	24.8	9,450	peat, sl. decomposed	120 cm thick, w/ leaves & wood, detrital on top	KI-2114#	-29.5	10,000 11,000
HS-CD 01, 4,15 - 4,20	24.8	10,130	peat, decomposed	195 cm thick	KI-2116	-29.4	11,050 12,250
HS-SP 04, 5,72 - 5,75	26.8	9,730	part fibres	75 cm thick	Beta-88712	-29.3	8,600 9,030
HS-SP 03, 5,78 - 5,82	27.0	9,750	peat (decomp.) or detrital peat	90 cm thick, overlies 4 cm thin chalk & peat	KI-2172	-29.1	10,350 11,550
HS-PB 01, 6,75 - 6,78	27.3	10,110	peat, partly fibrous	8 cm thick, chalk and ? detrital peat on top	KI-2171	-29.0	10,950 12,150
ACN # Devil's Hole	31.9	10,230	peat w/ clay		ML 735		11,050 12,450
HS-DH /B, 7,95 - 8,00	32.8	10,620	peat, sl. decomposed	30 cm thick, w/ small seeds & fruits	KI-3931,80	-29.9	12,200 12,850
HS-DH /B, 7,95 - 8,00	32.8	10,460	seeds	see above	Beta-88711	-29.5	11,900 12,550
HS-HI 02, 6,60 - 6,63	28.6	10,910	* gyttja (organic fraction)		KI-2167.000	-30.1	---
HS-DH (09.9), 8,24 - 8,29	33.4	11,730	* gyttja (organic fraction)		KI-1731.24	-28.1	---

noch Tabelle 2

¹⁴C-Alter von holozänen Basisstoffen, Bermuda, geordnet nach Lokalität und Wassertiefe. Enthält auch Daten von Redfield (1971), Ashmore & Leatherman (1984), und A.C. Neumann (unveröff.). Botanische Übersichtsanalysen der Torfe: A.D. Cohen (unveröff.)

sample	depth (m below p.SL)	radiocarbon age (yr BP) ± 1σ	dated material	remarks on peat layer	Lab-No.	δ 13C (o/oo)	calibrated age (2 σ) *
							min. (yr BP) max. (yr BP)
Mangrove Lake							
ACN # ML 1	5.0	4,120	peat	botany: palm, probably transitional to fern-sedge peat	ML 557		4,350 4,900
Pembroke Marsh							
ACN # P 1	14.5	7,630	peat, decomposed	1-2 sedge rootlets	ML 547		8,100 8,750
ACN # P 2	16.9	8,530	peat, decomposed		ML 546		9,200 9,900
Port Royal Bay							
PR 03 /2, 5,46 - 5,49	20.8	8,890	peat, decomposed	55 cm thick, maybe detrital on top	KI-2000	-27.9	9,650 10,000
Ashmore & Leatherman (1984)	25.2	9,552	peat	botany: fern (Osmunda) and sedge, plus fecal pellets			10,350 10,950
PR 01/ 1, 4,07 - 4,10	26.7	9,400	peat, w/ roots tubes	90 cm thick, detrital on top	KI-1999	-28.8	10,050 10,900
Shelly Bay, North Shore							
Redfield (1967)	1.7	1,850	peat		I-1683		1,500 2,050
Redfield (1967)	2.3	1,820	peat		I-1684		1,400 2,000
St. George's Harbour s.l.							
ACN # FR	9.9	6,070	peat	botany: Rhizophora mangle	ML 549		6,650 7,200
ACN # TC	12.3	7,460	peat	botany: myrtle	ML 551		7,970 8,420
SGH 02, 6,14 - 6,22	20.1	8,780	peat, partly fibrous	60 cm thick, partly detrital below (>624 cm) dated sample	KI-2001	-29.1	9,250 9,970
Somerset Long Bay, South Shore							
Redfield (1967)	0.5	880	peat		I-1685		560 1,060
Redfield (1967)	0.6	1,210	peat		I-1969		950 1,290
Redfield (1967)	1.0	1,510	peat		I-1764		1,150 1,700
Redfield (1967)	1.3	2,440	peat		I-1971		2,150 2,800

noch Tabelle 2

¹⁴C-Alter von holozänen Basisitorfen, Bermuda, geordnet nach Lokalität und Wassertiefe. Enthält auch Daten von Redfield (1971), Ashmore & Leatherman (1984), und A.C. Neumann (unveröff.). Botanische Übersichtsanalysen der Torfe: A.D. Cohen (unveröff.)

sample	depth (m below p.SL)	radiocarbon age (yr BP) ± 1σ	dated material	remarks on peat layer	Lab.No.	δ ¹³ C (o/oo)	calibrated age (2 σ) *
							min. (yr BP) max. (yr BP)
Redfield (1967)	1.7	2,530	peat		I-1973		2,350 2,780
Redfield (1967)	2.0	2,690	peaty clay		I-1975		2,450 3,100
Redfield (1967)	2.3	3,900	peaty clay		I-1686		3,900 4,850
Redfield (1967)	3.1	3,600	peat		I-1762		3,550 4,250
Redfield (1967)	3.2	3,930	peaty clay		I-1763		3,950 4,850
Spittal Pond							
ACN # SP	5.1	4,715	peat		ML 744		5,050 5,650
North Lagoon							
NL 031 / 4, 4,73 - 4,81	26.1	9,700	peat	25 cm thick, detrital on top	KI-1991.02	-28.5	10,450 11,050
NL 039, 1,50 - 1,60	19.6	7,870	peat	6 cm thick	KI-1992	-27.8	8,400 9,000
NL 040, 4,78 - 4,81	23.0	9,230	peat	21 cm thick, decomposed	KI-1993.04	-31.3	9,900 10,800
NL 048, 2,31 - 2,35	17.0	8,710	peat	33 cm thick, decomposed	KI-1994.02	-27.1	9,490 9,880
NL 049, 1,07 - 1,12	3.1	3,980	peat	5 cm thick, detrital on top	KI-1995	-24.3	4,200 4,600
NL 051, 2,83 - 2,87	14.6	8,010	peat	25 cm thick, decomposed	KI-1996.04	-28.8	8,550 9,200
NL 054, 4,52 - 4,57	19.1	9,010	peat	37 cm thick, detrital on top	KI-2585.02	-28.5	9,650 10,300
NL 055/2, 5,50 - 5,54	18.3	8,800	peat	13 cm thick, decomposed	KI-2586.03	-28.1	10 9,980

* Note that radiocarbon ages are not normalized to a δ¹³C of -25 ‰ (except lab numbers beginning with GrA, GrN, or Beta, which are AMS-¹⁴C-analyses), because δ¹³C data were not available for many of the early analyses (especially lab numbers starting with I or ML). Possible additional inaccuracies in calibrated ages calculated from uncorrected radiocarbon dates usually do not exceed ±120 cal. years for the given material. Calibration of radiocarbon ages older than 10,000 yr BP depends on the coral ¹⁴C vs. U/Th calibration curve from Barbados (Bard et al. 1990).

Tabelle 3

Daten der Grobfraktions-Analyse an Sedimentkernen aus dem Harrington Sound (Holozän).

Die Gewichtsprozentage beziehen sich auf die Fraktion >2 mm; sie sind bereinigt für Gewichtsanteile authigener Neubildungen, die während der Lagerung der Kerne entstanden sind (wie z.B. Gipslinsen).

sampled interval	Anodontia	Anomalo-cardia	Anomia	Argo-pecten	Arcopsis	Brachi-dontes	Chama	Codakia	Crassi-nella	Gouldia	Laevi-cardium	Pitar	Batillaria	Finella	Hydrobia	Planorbis	Vermi-cularia	molluscs indet.	molluscs total	echinoids	other	total
cm	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%
core HS-PB 01																						
000 - 005			0.1	6.4	0.1		1.9	0.02	81.0	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.3	99.2	0.2	0.6	100.0
040 - 045			0.0	68.3	28.8		0.0	0.0	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
080 - 085			0.0	0.9	79.5		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.6	100.0	0.0	0.0	100.0
161 - 166			0.0	27.1	63.1		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.7	99.9	0.0	0.0	99.9
240 - 245			0.0	99.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	100.0	0.0	0.0	100.0
300 - 305			0.0	92.7	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	92.7	7.3	0.0	100.0
320 - 325			0.0	65.1	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	65.1	0.0	34.9	100.0
360 - 365			0.0	13.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	22.3	35.3	0.0	64.7	100.0
520 - 525			0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
560 - 565			0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
566 - 569			0.0	0.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	18.9	65.2	0.0	0.0	0.0	15.8	99.9	0.0	0.0	99.9
core HS-CB 05/2																						
001 - 006	0.0		0.1	2.1	0.0		8.0		82.1	1.6		0.0	0.03	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	99.0	0.2	0.8	100.0
021 - 026	0.0		0.0	12.7	11.9		30.9	40.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.3	100.0	0.0	0.0	100.0
041 - 046	0.0		0.0	0.5	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	99.5	100.0
061 - 066	0.0		0.0	0.0	23.3		66.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	89.6	1.5	8.8	99.9
081 - 086	0.0		0.0	100.0	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
101 - 106	0.0		0.0	38.6	59.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	100.0	0.0	0.0	100.0
121 - 126	0.0		0.0	66.9	30.1		3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
141 - 146	0.0		0.0	30.3	52.5		17.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
161 - 165	0.0		0.0	89.5	6.5		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	96.0	0.0	4.0	100.0
181 - 186	0.0		0.0	22.0	38.8		36.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	96.8	0.0	3.2	100.0
201 - 206	0.0		0.0	14.5	34.9		8.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.8	63.6	0.0	36.4	100.0
221 - 226	10.8		0.0	89.2	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
241 - 246	22.8		0.0	28.9	0.0		0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.4	63.1	0.0	36.9	100.0
261 - 266	9.7		0.0	1.1	1.6		15.9	25.6	0.5	0.0	0.0	0.0	16.9	0.0	9.6	8.3	10.8	100.0	0.1	0.0	100.1	
281 - 286	68.8		0.0	8.3	0.0		6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	16.2	0.0	0.0	99.7	0.0	0.2	99.9	

noch Tabelle 3

Daten der Grobfraktions-Analyse an Sedimentkernen aus dem Harrington Sound (Holozän).

Die Gewichtsprozentage beziehen sich auf die Fraktion >2 mm; sie sind bereinigt für Gewichtsanteile authigener Neubildungen, die während der Lagerung der Kerne entstanden sind (wie z.B. Gipslinsen).

sampled interval	<i>Anodontia</i> wt.-%	<i>cardia</i> wt.-%	<i>Anomia</i> wt.-%	<i>pecten</i> wt.-%	<i>Arcopsis</i> wt.-%	<i>Brachi-dontes</i> wt.-%	<i>Chama</i> wt.-%	<i>Codakia</i> wt.-%	<i>Crassi-nella</i> wt.-%	<i>Gouldia</i> wt.-%	<i>Laevi-cardium</i> wt.-%	<i>Pitar</i> wt.-%	<i>Batillaria</i> wt.-%	<i>Finella</i> wt.-%	<i>Hydrobia</i> wt.-%	<i>Planorbis</i> wt.-%	<i>Vermi-cularia</i> wt.-%	molluscs indet. wt.-%	total wt.-%	echinoids wt.-%	other wt.-%	total wt.-%
core HS-HI 02 /2																						
075 - 085	0.0			2.5	56.7			31.9								0.0		0.0	91.1		9.0	100.1
115 - 125	46.9			43.9	0.0			0.0								0.0		9.2	100.0		0.0	100.0
155 - 165	0.0			66.9	18.1			4.8								0.0		6.1	95.9		4.1	100.0
650 - 658	0.0			0.0	0.0			0.0								49.4		0.0	49.4		50.6	100.0
core HS-PD /1																						
001 - 005	89.2	0.0		10.8				0.0										0.0	100.0			100.0
040 - 045	22.9	0.0		77.1				0.0										0.0	100.0			100.0
080 - 085	0.0	0.0		100.0				0.0										0.0	100.0			100.0
123 - 129	87.3	7.8		5.0				0.0										0.0	100.1			100.1
160 - 165	95.3	0.0		0.8				2.7										1.2	100.0			100.0
200 - 204	100.0	0.0		0.0				0.0										0.0	100.0			100.0
241 - 246	0.0	0.0		0.0				0.0										0.0	100.0			100.0
core HS-DH /B																						
001 - 005				1.7	0.0	0.0		0.0										0.0	97.4		2.6	100.0
021 - 025				0.0	0.0	0.0		0.0										30.5	30.5		69.5	100.0
041 - 045				80.8	0.0	0.0		0.0										0.0	82.8		17.2	100.0
061 - 065				84.8	0.0	0.0		0.0										0.0	100.1		0.0	100.1
081 - 085				99.1	0.0	0.0		0.0										0.0	99.1		0.9	100.0
101 - 105				98.6	0.0	0.0		0.0										0.0	98.6		1.4	100.0
121 - 125				28.9	62.9	0.0		3.3										5.0	100.1		0.0	100.1
141 - 145				0.0	11.0	0.0		0.0										0.0	11.0		89.0	100.0
161 - 165				65.8	0.0	0.0		0.0										0.0	65.8		34.2	100.0
181 - 185				52.3	0.0	0.0		0.0										0.0	52.3		47.8	100.1
201 - 205				92.7	0.0	0.0		0.0										0.0	92.7		7.3	100.0
221 - 225				100.0	0.0	0.0		0.0										0.0	100.0		0.0	100.0
241 - 245				95.2	0.0	0.0		0.0										0.0	95.2		4.8	100.0
261 - 265				100.0	0.0	0.0		0.0										0.0	100.0		0.0	100.0

noch Tabelle 3

Daten der Grobfraktions-Analyse an Sedimentkernen aus dem Harrington Sound (Holozän).

Die Gewichtsprozentage beziehen sich auf die Fraktion >2 mm; sie sind bereinigt für Gewichtsanteile authigener Neubildungen, die während der Lagerung der Kerne entstanden sind (wie z.B. Gipsinseln).

sampled interval	Anodontia	Anomalo-cardia	Anomia	Argo-pecten	Arcopsis	Brachi-dontes	Chama	Codakia	Crassi-nella	Gouldia	Laevi-cardium	Pitar	Batillaria	Finella	Hydrobia	Planorbis	Vermi-cularia	molluscs indet.	molluscs total	echinoids	other	total
cm	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%	wt.-%
281 - 285				100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
301 - 305				100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
321 - 325				99.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	100.0	0.0	0.0	100.0
341 - 345				100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
361 - 365				100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
381 - 385				100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
401 - 405				0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
421 - 425				0.0	0.0	0.0	42.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	46.9	53.0	99.9	100.0
441 - 445				0.0	0.0	49.0	51.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	100.0
461 - 465				0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.2	58.8	41.1	99.9	100.0
481 - 485				0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	100.0	100.0
521 - 525				0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.6	0.0	0.0	0.0	10.6	89.4	100.0	100.0
541 - 545				0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	100.0	100.0

other = mainly small indet. carbonate grains or (in poorly dispersed samples) grain aggregates; rarely organic-walled pergamant-like tubes (annelids) or tiny coral bits

Tabelle 4 Liste der identifizierten Organismenreste

PROTISTA

COCCOLITHOPHORIDA

Gephyrocapsa oceanica KAMPTNER 1943

BACILLARIOPHYTA

Amphora sp.
Aulacoseira sp.
Biddulphia pulchella GRAY
Campylodiscus sp.
Cocconeis disculoides
Cocconeis placentula EHRENBURG 1838
Cyclotella sp.
Dimeregramma? sp.
Diploneis weissflogii
Diploneis sp.
Glyphodesmis sp.
Grammatophora oceanica
Hantzschia sp.
Navicula americana EHRENBURG 1843
Navicula marina
Nitzschia fonticola GRUNOW IN CLEVE & MÖLLER 1879
Odontella sp.
Oestrupia powellii (LEWIS 1861) HEIDEN EX HUSTEDT 1935
Paralia sulcata CLEVE
Paralia sp.
Pinnularia viridis (NITZSCH) EHRENBURG 1843
Psammodiscus sp.
Rhaphoneis? sp.
Surirella fastulosa (EHRENBURG) KÜTZING
Thalassiotrix frauenfeldi
Trachyneis sp.
Triceratium balearicum CLEVE & GRUNOW
Triceratium favus var. *quadrata* EHRENBURG

DINOPHYCEAE

Leiosphaeridium sp.
Polysphaeridium sp.
Spiniferites sp.

ACRITARCHA

Microhystridium sp.

PLANTAE

CHLOROPHYTA

Cladophora sp.
Halimeda spp.

RHODOPHYTA

CHAROPHYTA

Chara vulgaris

noch Tabelle 4

ANGIOSPERMAE

Monocotyledoneae

ANIMALIA

FORAMINIFERA

Miliolina

Lagena sp.
Peneroplis sp.
Quinqueloculina seminulum (LINNÉ, 1767)
Quinqueloculina sp.

Rotaliina

Ammonia beccarii (LINNÉ, 1758)
Bolivina spp.
Bulimina sp.
Buliminella sp.
Cibicides sp.
Discorbis mira (CUSHMAN, 1922)
Discorbis sp.
Elphidium cf. *excavatum* (TERQUEM)
Elphidium poeyanum (ORBIGNY, 1839)
Elphidium sagram (ORBIGNY, 1839)
Elphidium sp.
Homotrema rubrum (LAMARCK, 1816)
Lobatula lobatula (WALKER & JACOB, 1798)
Nonion sp.
Patellina? sp.
Planorbulina sp.
Psammosphaera? *fusca* SCHULZE, 1875
Rosalina sp.

CNIDARIA

Hydrozoa

Millepora alcicornis LINNÉ, 1758

Alcyonaria

Zoantharia

Agaricia fragilis DANA, 1846
Diploria labyrinthiformis (LINNÉ, 1758)
Diploria strigosa (DANA, 1846)
Isophyllia sinuosa (ELLIS & SOLANDER, 1786)
Madracis decactis (LYMAN, 1859)
Montastrea annularis (ELLIS & SOLANDER, 1786)
Oculina diffusa LAMARCK, 1816
Oculina valenciennesi MILNE EDWARDS & HAIME, 1848
Porites porites (PALLAS, 1766)
Siderastrea radians (PALLAS, 1766)
Siderastrea siderea (ELLIS & SOLANDER, 1786)
Stephanocoenia? *michelinii* MILNE EDWARDS & HAIME, 1848

MOLLUSCA

Gastropoda

Acmaea sp.
Anachis sp.
Batillaria minima (GMELIN, 1791)
Bulla striata BRUGLIÈRE, 1792
Caecum spp.
Cerithium atratum (BORN, 1778)

noch Tabelle 4

Cerithium litteratum (BORN, 1778)
Cerithium sp.
Columbella mercatoria (LINNÉ, 1758)
Diodora cayenensis (LAMARCK, 1822)
Diodora listeri (ORBIGNY, 1842)
Finella dubia (ORBIGNY, 1842)
Hydrobia bermudae (PILSBRY, 1910)
Modulus modulus (LINNÉ, 1758)
Nassarius albus (SAY, 1826)
Natica canrena (LINNÉ, 1758)
Olivella sp.
Petalococonchus erectus (DALL, 1888)
Petalococonchus sp.
Planorbis uliginosus VANATTA, 1910
Rissoina (Phosinella) cancellata PHILIPPI, 1847
Rissoina multicostata C.B. ADAMS, 1850
Rissoina sp.
Trivia quadripunctata? (GRAY, 1827)
Turbonilla sp.
Uticulastra sp.
Vermicularia knorrii (DESHAYES, 1843)
Vermicularia spirata (PHILIPPI, 1836)

Bivalvia

Americardia sp.
Anadara notabilis (RÖDING, 1798)
Anodontia philippiana (REEVE, 1850)
Anomalocardia sp.
Anomia simplex ORBIGNY, 1842
Arca imbricata BRUGUIÈRE, 1789
Arca zebra (SWAINSON, 1833)
Arcopsis adamsi (DALL, 1886)
Argopecten gibbus (LINNÉ, 1758)
Barbatia domingensis (LAMARCK, 1819)
Barbatia sp.
Brachidontes domingensis (LAMARCK, 1819)
Brachidontes exustus (LINNÉ, 1758)
Brachidontes modiolus (LINNÉ, 1767)
Callista (Macrocallista) maculata (LINNÉ, 1758)
Chama congregata CONRAD, 1833
Chama macerophylla (GMELIN, 1791)
Chama sarda (REEVE, 1847)
Chama sp.
Codakia costata (ORBIGNY, 1842)
Codakia orbicularis (LINNÉ, 1758)
Codakia orbiculata (MONTAGU, 1808)
Codakia pectinella (C.B. ADAMS, 1852)
Conus sp.
Crassinella martinicensis (ORBIGNY, 1842) oder *C. lunulata* (CONRAD, 1834)
Crepidula sp.
Diplodonta sp.
Emarginula pumila (A. ADAMS, 1851)
Ervilia sp.
Gastrochaena sp.
Gouldia cerina (C.B. ADAMS, 1845)
Isognomon alatus (GMELIN, 1791)
Laevicardium laevigatum (LINNÉ, 1758)
Lima sp.
Lithophaga nigra (ORBIGNY, 1842)
Lopha frons (LINNÉ, 1758)
Macoma tenta (SAY, 1834)
Modiolus? sp.
Odostomia? sp.
Ostrea equestris SAY, 1834

noch Tabelle 4

Ostrea sp.
Parvilucina multilineata (TUOMEY & HOLMES, 1857)
Pecten sp.
Pinctada imbricata RÖDING, 1798
Pitar fulminatus (MENKE, 1828)
Pododesmus rudis (BRODERIP, 1834)
Psammotreta intastriata? (SAY, 1827)
Pseudochama radians (LAMARCK, 1819)
Pleria colymbus (RÖDING, 1798)
Semele proficua (PULTENEY, 1799)
Spondylus americanus (HERMANN, 1781)
Tagelus divisus (SPENGLER, 1794)
Tellina laevigata LINNÉ, 1758
Tellina radiata LINNÉ, 1758
Tellina sp.
Transenella sp.

ANNELIDA

Polychaeta

Sedentaria

Sabellidae

Serpulidae

Spirorbinae

ARTHROPODA

Crustacea

Ostracoda

Aglaioocypris cf. *eulitoralis* HARTMANN, 1974
Aglaioocypris sp.
Bairdia cf. *shulerae* PURI, 1960
Bairdia sp.
Basslerites minutus VAN DEN BOLD, 1958
Candona cf. *annae* MEHES, 1913
Chlamydotheca? sp.
Cyprideis beaveni TRESSLER & SMITH, 1948
Cypridopsis? sp.
Cypris subglobosa SOWERBY 1840 sensu TRIEBEL 1961
Cytherura cf. *elongata* EDWARDS, 1944
Cytherura cf. *cranekeyensis* (PURI, 1960)
Cytherura sp.
Limnocythere cf. *floridana* KEYSER, 1975
Loxicorniculum sp.
Loxoconcha lenticuloides SWAIN & GILBY, 1974
Megacythere sp.
Mungava? sp.
Neocaudites sp.
Physocypria affinis KUE 1933 oder *P. pustulosa* (SHARPE, 1897)
Protocytheretta sp.
Purinana rugipunctata (ULRICH & BASSLER, 1904)
Xestoleberis cf. *punctata* TRESSLER, 1949
Xestoleberis sp. A
Xestoleberis sp. B

Malacostraca

Callianassidae

noch Tabelle 4

BRYOZOA

ECHINODERMATA

Echinozoa

Echinoidea

Lytechinus variegatus

VERTEBRATA

Pisces

Tabelle 5

Ergebnisse von Karbonatbestimmung (Scheibler) und CHN-Analysen; Sedimente aus dem Harrington Sound

depth in core (cm)		sediment	C _{total} (wt.-%)	N (wt.-%)	CaCO ₃ (wt.-%)	C _{carb} (wt.-%)	C _{org} (wt.-%)	C _{org} /N
from	to							
core HS-DH /B								
0	1	carbonate mud	11.0	0.13	84.7	10.2	0.9	8.1
10	11	carbonate mud	11.4	0.14	84.2	10.1	1.3	11.1
20	21	carbonate mud	11.0	0.19	79.9	9.6	1.4	9.0
30	31	carbonate mud	10.8	0.16	80.4	9.6	1.2	8.7
40	41	carbonate mud	11.8	0.18	85.9	10.3	1.5	9.7
50	51	carbonate mud	11.6	0.13	88.9	10.7	0.9	7.9
60	61	carbonate mud	11.4	0.12	84.9	10.2	1.2	11.4
70	71	carbonate mud	12.0	0.19	85.6	10.3	1.7	10.5
80	81	carbonate mud	12.4	0.15	85.7	10.3	2.1	16.4
90	91	carbonate mud	11.8	0.16	83.6	10.0	1.8	12.6
100	101	carbonate mud	11.8	0.18	84.7	10.2	1.6	10.5
110	111	carbonate mud	12.0	0.21	86.4	10.4	1.7	9.1
120	121	carbonate mud	12.1	0.27	83.3	10.0	2.1	9.3
130	131	carbonate mud	11.8	0.22	83.6	10.0	1.8	9.7
140	141	carbonate mud	12.3	0.29	81.2	9.7	2.6	10.4
150	151	carbonate mud	12.0	0.23	83.1	10.0	2.1	10.4
160	161	carbonate mud	12.0	0.22	86.7	10.4	1.6	8.8
170	171	carbonate mud	11.9	0.21	87.3	10.5	1.4	7.8
180	181	carbonate mud	12.0	0.19	87.8	10.5	1.4	8.6
190	191	carbonate mud	11.4	0.18	81.4	9.8	1.6	10.4
200	201	carbonate mud	12.3	0.23	84.6	10.2	2.1	10.6
210	211	carbonate mud	12.5	0.25	79.8	9.6	2.9	13.4
220	221	carbonate mud	12.5	0.27	79.8	9.6	2.9	12.4
230	231	carbonate mud	12.2	0.21	80.4	9.6	2.6	14.4
240	241	carbonate mud	12.4	0.28	81.5	9.8	2.6	11.0
250	251	carbonate mud	12.2	0.23	83.2	10.0	2.2	11.1
260	261	carbonate mud	12.2	0.21	84.0	10.1	2.1	11.6
270	271	carbonate mud	12.3	0.27	82.2	9.9	2.4	10.4
280	281	carbonate mud	12.4	0.25	81.9	9.8	2.5	11.7
290	291	carbonate mud	12.1	0.21	82.1	9.9	2.3	12.5
300	301	carbonate mud	12.4	0.22	80.5	9.7	2.7	14.6
310	311	carbonate mud	12.5	0.22	78.7	9.4	3.1	16.2
320	321	carbonate mud	12.8	0.25	79.8	9.6	3.2	15.1
330	331	carbonate mud	12.8	0.27	80.0	9.6	3.2	14.1
340	341	carbonate mud	12.7	0.24	79.7	9.6	3.1	15.2
350	351	carbonate mud	14.2	0.41	74.0	8.9	5.3	15.1
360	361	carbonate mud	12.6	0.25	75.0	9.0	3.5	16.9
370	371	carbonate mud	12.5	0.27	71.9	8.6	3.9	16.8
380	381	carbonate mud	11.4	0.20	72.5	8.7	2.7	15.7
390	391	carbonate mud	12.2	0.27	69.7	8.4	3.8	16.7
400	401	carbonate mud, laminated	12.7	0.33	63.0	7.6	5.1	18.3
410	411	carbonate mud, laminated	12.7	0.32	61.8	7.4	5.2	19.0
420	421	carbonate mud, laminated	13.4	0.41	58.2	7.0	6.4	18.4
430	431	carbonate mud, laminated	14.4	0.46	54.2	6.5	7.8	19.8
440	441	carbonate mud, laminated	14.2	0.41	50.6	6.1	8.1	22.8
450	451	carbonate mud, laminated	13.9	0.35	61.2	7.3	6.6	22.1
460	461	carbonate mud, laminated	14.9	0.47	59.8	7.2	7.7	19.2
470	471	carbonate mud, laminated	14.4	0.41	57.4	6.9	7.5	21.4
480	481	carbonate mud to gyttja, laminated	14.8	0.41	59.9	7.2	7.6	21.8
490	491	carbonate mud to gyttja, laminated	14.6	0.40	58.9	7.1	7.6	21.9
500	501	carbonate mud to gyttja, laminated	15.5	0.45	57.6	6.9	8.6	22.2
510	511	carbonate gyttja, laminated	17.4	0.75	50.7	6.1	11.3	17.6
520	521	carbonate gyttja, laminated	17.7	0.59	47.0	5.6	12.1	23.9

Tabelle 5 fortgesetzt

Ergebnisse von Karbonatbestimmung (Scheibler) und CHN-Analysen; Sedimente aus dem Harrington Sound

depth in core (cm) from	to	sediment	C _{total} (wt.-%)	N (wt.-%)	CaCO ₃ (wt.-%)	C _{carb} (wt.-%)	C _{org} (wt.-%)	C _{org} /N
530	531	carbonate gyttja, laminated	17.4	0.55	56.4	6.8	10.6	22.3
540	541	carbonate gyttja, laminated	15.7	0.42	70.6	8.5	7.3	20.2
550	551	carbonate gyttja, laminated	18.0	0.61	53.6	6.4	11.5	22.1
560	561	carbonate gyttja, laminated	21.4	0.86	36.6	4.4	17.0	23.2
570	571	carbonate gyttja, laminated	23.3	3.59	31.0	3.7	19.6	19.8
580	581	carbonate gyttja, laminated	30.0	4.60	19.7	2.4	27.6	27.0
590	591	carbonate gyttja, laminated	26.2	1.12	27.7	3.3	22.9	23.8
600	601	chalk + gyttja, laminated	17.4	0.63	27.6	3.3	14.1	26.0
610	611	chalk + gyttja, laminated	18.0	0.48	59.1	7.1	10.9	26.3
620	621	carbonate gyttja, indistinctly laminated	17.0	0.43	59.1	7.1	9.9	26.9
630	631	carbonate gyttja, indistinctly laminated	15.9	0.41	71.7	8.6	7.3	20.6
640	641	lacustrine chalk and marl	13.3	0.19	83.7	10.0	3.3	20.5
650	651	lacustrine chalk and marl	12.4	0.11	89.8	10.8	1.6	17.6
660	661	lacustrine chalk and marl	12.3	0.10	87.6	10.5	1.8	20.0
670	671	lacustrine chalk and marl	12.3	0.08	89.8	10.8	1.5	20.5
680	681	lacustrine chalk and marl	11.4	0.09	90.4	10.8	0.6	7.8
690	691	lacustrine chalk and marl	12.7	0.08	88.4	10.6	2.1	32.1
700	701	lacustrine chalk and marl	12.7	0.10	89.0	10.7	2.0	23.9
710	711	lacustrine chalk and marl	12.9	0.09	85.5	10.3	2.7	35.1
720	721	peat, detrital peat	37.3	0.85	1.0	0.1	37.2	51.0
730	731	peat, detrital peat	37.7	4.75	3.0	0.4	37.3	31.9
740	741	peat, detrital peat	38.5	4.73	1.4	0.2	38.3	28.7
750	751	lacustrine chalk and marl	13.3	0.14	84.5	10.1	3.2	27.2
760	761	carbonate gyttja	14.4	0.19	80.9	9.7	4.7	29.0
770	771	peat, detrital peat	32.0	3.98	7.5	0.9	31.1	29.8
780	781	peat, detrital peat	36.9	4.87	0.0	0.0	36.9	25.9
790	791	peat, detrital peat	35.8	4.83	0.0	0.0	35.8	24.1
800	801	clay, slightly calcareous (Pleistocene soil)	16.0	3.46	0.0	0.0	16.0	18.0
810	811	clay, slightly calcareous (Pleistocene soil)	7.3	0.57	1.4	0.2	7.2	14.7
820	821	clay, slightly calcareous (Pleistocene soil)	6.5	0.41	9.5	9.5	5.3	15.4
830	831	lacustrine chalk and marl (stage 3)	10.3	0.09	76.4	9.2	1.1	14.6
840	841	lacustrine chalk and marl (stage 3)	10.4	0.07	75.5	9.1	1.3	24.0
850	851	lacustrine chalk and marl (stage 3)	10.0	0.05	79.8	9.6	0.4	10.1
860	861	clay (Pleistocene soil)	86.0	0.09	2.6	0.3	0.8	10.2
870	871	clay (Pleistocene soil)	87.0	0.09	3.0	0.4	0.7	8.5
880	881	clay (Pleistocene soil)	88.0	0.08	0.0	0.0	1.1	16.7
890	891	clay (Pleistocene soil)	89.0	0.07	0.0	0.0	1.0	17.2
900	901	clay (Pleistocene soil)	90.0	0.07	0.0	0.0	1.2	20.1

core HS-PD /1

0	1	carbonate mud	11.5	0.15	84.4	10.1	1.4	10.7
10	11	carbonate mud	11.7	0.12	83.4	10.0	1.7	15.7
20	21	carbonate mud	11.6	0.15	84.0	10.1	1.7	11.7
30	31	carbonate mud	11.8	0.18	81.2	9.7	2.1	13.6
40	41	carbonate mud	11.7	0.16	83.8	10.1	1.7	12.2
50	51	carbonate mud	11.7	0.12	83.8	10.1	1.6	15.9
60	61	carbonate mud	11.7	0.13	84.4	10.1	1.6	14.3
70	71	carbonate mud	11.4	0.14	86.4	10.4	1.0	8.4
80	81	carbonate mud	10.4	0.12	85.8	10.3	0.1	1.4
90	91	carbonate mud	12.0	0.13	85.0	10.2	1.8	15.7
100	101	carbonate mud	12.1	0.17	83.8	10.1	2.1	14.6
110	111	carbonate mud	12.2	0.16	84.4	10.1	2.0	14.5
120	121	carbonate mud	12.0	0.15	85.2	10.2	1.7	13.7
130	131	carbonate mud	11.9	0.12	87.0	10.4	1.4	13.7

Tabelle 5 fortgesetzt

Ergebnisse von Karbonatbestimmung (Scheibler) und CHN-Analysen; Sedimente aus dem Harrington Sound

depth in core (cm)		sediment	C _{total}	N	CaCO ₃	C _{carb}	C _{org}	C _{org} /N
from	to		(wt.-%)	(wt.-%)	(wt.-%)	(wt.-%)	(wt.-%)	
140	141	carbonate mud to gyttja	11.8	0.20	73.8	8.9	2.9	17.2
150	151	carbonate mud to gyttja	12.7	0.25	68.4	8.2	4.5	20.7
160	161	carbonate mud to gyttja	13.5	0.24	68.6	8.2	5.2	25.7
170	171	carbonate gyttja	15.2	0.39	59.2	7.1	8.1	24.1
180	181	carbonate gyttja	16.3	0.49	46.4	5.6	10.7	25.7
190	191	carbonate gyttja	18.3	0.55	47.0	5.6	12.6	26.9
200	201	carbonate gyttja	17.8	0.51	49.2	5.9	11.8	27.1
210	211	carbonate gyttja	16.7	0.60	56.8	6.8	9.9	19.4
220	221	carbonate gyttja	17.0	0.48	60.4	7.2	9.7	23.5
230	231	carbonate gyttja	16.4	0.50	60.4	7.2	9.1	21.2
240	241	carbonate gyttja	17.5	0.60	53.4	6.4	11.1	21.7
250	251	carbonate gyttja	17.3	0.60	57.0	6.8	10.4	20.2
260	261	gyttja, detrital peat, laminated	28.1	1.50	5.6	0.7	27.4	21.4
270	271	detrital peat	21.4	0.88	3.2	0.4	21.0	27.8
280	281	lacustrine chalk and marl; detrital peat, finely laminated	16.2	0.46	52.6	6.3	9.9	25.2
290	291	lacustrine chalk and marl, detrital peat, finely laminated	17.4	0.49	62.0	7.4	9.9	23.6
300	301	carbonate gyttja, indistinctly laminated	14.6	0.23	75.4	9.0	5.5	27.8
310	311	carbonate gyttja, laminated	13.0	0.16	90.6	10.9	2.2	16.1
320	321	carbonate gyttja, laminated	12.8	0.17	83.6	10.0	2.8	19.6
330	331	carbonate gyttja, laminated	12.7	0.17	80.8	9.7	3.0	20.8
340	341	carbonate gyttja, laminated	13.1	0.24	76.4	9.2	3.9	19.3
350	351	lacustrine chalk and marl	12.5	0.12	88.0	10.6	1.9	18.5
360	361	lacustrine chalk and marl	12.8	0.13	88.4	10.6	2.2	19.2
370	371	lacustrine chalk and marl	12.7	0.15	87.0	10.4	2.3	17.7
380	381	lacustrine chalk and marl	12.3	0.10	88.0	10.6	1.7	19.5
390	391	lacustrine chalk and marl	9.8	0.06	91.8	11.0	0.0	0.0
400	401	calcareous gyttja, indistinctly laminated	11.9	0.07	88.8	10.7	1.3	20.9
410	411	calcareous gyttja to marl	10.8	0.07	89.2	10.7	0.1	2.3
420	421	calcareous gyttja to marl	11.4	0.06	90.2	10.8	0.6	11.0
430	431	calcareous gyttja to marl	11.2	0.07	88.0	10.6	0.7	11.3
440	441	calcareous gyttja to marl	11.7	0.08	87.8	10.5	1.1	16.0
450	451	calcareous gyttja to marl	12.3	0.07	89.2	10.7	1.6	25.4
460	461	calcareous gyttja to marl	11.8	0.08	92.6	11.1	0.7	10.7
470	471	calcareous gyttja to marl	11.2	0.07	89.4	10.7	0.5	7.1
480	481	calcareous gyttja to marl	12.0	0.07	89.6	10.8	1.2	20.0
490	491	calcareous gyttja to marl	12.2	0.07	94.4	11.3	0.8	14.3
500	501	calcareous gyttja to marl	12.3	0.07	93.0	11.2	1.1	19.7
510	511	calcareous gyttja to marl	11.2	0.06	94.8	11.4	0.0	0.0
520	521	calcareous gyttja to marl	11.9	0.07	92.8	11.1	0.7	11.7
530	531	calcareous gyttja to marl	11.6	0.08	94.0	11.3	0.4	5.4
540	541	laminites: calcareous gyttja and lacustrine chalk	9.9	0.07	93.2	11.2	0.0	0.0
550	551	calcareous gyttja, indistinctly laminated	14.4	0.27	82.8	9.9	4.4	18.8
560	561	clay (Pleistocene soil)	6.3	0.40	0.0	0.0	6.3	18.3
570	571	clay (Pleistocene soil)	3.6	0.27	0.0	0.0	3.6	15.9
580	581	clay (Pleistocene soil)	2.3	0.17	1.3	0.2	2.2	15.2
590	591	clay (Pleistocene soil)	150.0	0.12	0.0	0.0	1.8	17.7
600	601	clay (Pleistocene soil)	151.0	0.09	0.0	0.0	1.4	17.6
core HS-CB 05 /2								
0	1	carbonate mud	11.7	0.21	85.9	10.3	1.4	7.5
20	21	carbonate mud	12.1	0.23	89.8	10.8	1.3	6.7
40	41	carbonate mud	12.3	0.31	89.3	10.7	1.6	6.1

Tabelle 5 fortgesetzt

Ergebnisse von Karbonatbestimmung (Scheibler) und CHN-Analysen; Sedimente aus dem Harrington Sound

depth in core (cm)		sediment	C _{total}	N	CaCO ₃	C _{carb}	C _{org}	C _{org} /N
from	to		(wt.-%)	(wt.-%)	(wt.-%)	(wt.-%)	(wt.-%)	
60	61	carbonate mud	12.2	0.27	92.3	11.1	1.1	4.7
80	81	carbonate mud	12.2	0.29	90.6	10.9	1.3	5.4
100	101	carbonate mud	12.7	0.36	90.3	10.8	1.9	6.0
120	121	carbonate mud	12.2	0.39	85.0	10.2	2.0	5.9
140	141	carbonate mud	12.0	0.29	86.7	10.4	1.6	6.4
160	161	carbonate mud	12.8	0.37	83.2	10.0	2.8	8.8
180	181	carbonate mud	12.6	0.36	84.3	10.1	2.4	7.9
200	201	carbonate mud	12.3	0.34	82.4	9.9	2.4	8.5
220	221	carbonate mud	12.9	0.36	84.7	10.2	2.7	8.7
240	241	carbonate mud	13.3	0.46	84.3	10.1	3.2	8.1
260	261	carbonate mud to sand	11.6	0.25	84.7	10.2	1.4	6.8
280	281	carbonate mud to sand, peat clasts	16.7	0.52	71.9	8.6	8.1	18.0
300	301	lacustrine chalk and marl	13.0	0.31	89.6	10.8	2.2	8.5
320	321	peat, detrital peat	37.3	4.56	8.3	1.0	36.3	27.6
340	341	peat, detrital peat	36.1	4.26	8.3	1.0	35.1	35.0
360	361	peat, detrital peat	34.5	1.31	9.1	9.1	33.4	29.7
380	381	peat, detrital peat	34.1	4.18	7.7	0.9	33.2	34.9
400	401	clay (Pleistocene soil)	2.4	0.18	5.1	0.6	1.8	11.2
core HS-SP 04								
5	6	carbonate mud	9.7	0.17	90.6	10.9	0.0	0.0
20	21	carbonate mud	12.3	0.24	88.1	10.6	1.7	8.3
40	41	carbonate mud	11.3	0.26	85.9	10.3	0.9	4.3
60	61	carbonate mud	12.5	0.22	88.6	10.6	1.9	9.8
80	81	carbonate mud	12.7	0.25	83.3	10.0	2.7	12.7
100	101	carbonate mud	12.7	0.23	87.2	10.5	2.2	11.2
120	121	carbonate mud	12.5	0.21	85.8	10.3	2.2	12.7
140	141	carbonate mud	13.0	0.26	87.8	10.5	2.5	11.2
160	161	carbonate mud	13.0	0.24	87.3	10.5	2.5	12.3
180	181	carbonate mud	13.1	0.26	87.6	10.5	2.6	11.3
200	201	carbonate mud	13.4	0.31	83.7	10.0	3.4	12.5
220	221	carbonate mud	13.5	0.34	85.3	10.2	3.2	11.1
240	241	carbonate mud	12.5	0.24	81.0	9.7	2.8	13.8
260	261	calcareous gyttja	15.6	0.46	65.3	7.8	7.8	19.9
320	321	gyttja to calcareous gyttja	32.8	5.48	20.6	2.5	30.3	22.0
340	341	peat, detrital peat	33.8	5.34	14.4	14.4	32.1	22.0
360	361	calcareous gyttja to lacustrine marl	17.2	0.52	72.0	8.6	8.6	19.2
380	381	calcareous gyttja to lacustrine marl	15.8	0.36	83.2	10.0	5.8	18.9
400	401	calcareous gyttja to lacustrine marl	14.3	0.24	94.0	11.3	3.0	14.3
420	421	calcareous gyttja to lacustrine marl	14.6	0.23	90.9	10.9	3.7	18.9
440	441	calcareous gyttja to lacustrine marl	12.8	0.11	97.5	11.7	1.1	11.8
460	461	lacustrine chalk and marl, thin layers of detrital peat	19.0	0.38	72.8	8.7	10.2	31.5
480	481	lacustrine chalk and marl	13.0	0.14	93.4	11.2	1.8	15.3
500	501	peat, detrital peat	26.2	0.70	53.6	6.4	19.7	33.0
520	521	peat, detrital peat	38.0	1.37	10.0	10.0	36.8	31.3
540	541	peat, detrital peat	37.6	4.56	8.2	1.0	36.6	30.2
560	561	peat, detrital peat	38.1	4.76	7.6	0.9	37.1	27.6
580	581	clay (Pleistocene soil)	5.6	0.44	6.5	0.8	4.8	12.7
600	601	clay (Pleistocene soil)	3.3	0.26	8.8	8.8	2.3	10.2
620	621	clay (Pleistocene soil)	2.7	0.20	8.3	1.0	1.7	9.8
core HS-CLP 02								
0	1	carbonate mud	9.0	0.23	92.0	11.0	0.0	0.0

Tabelle 5 fortgesetzt

Ergebnisse von Karbonatbestimmung (Scheibler) und CHN-Analysen; Sedimente aus dem Harrington Sound

depth in core (cm) from	to	sediment	C _{total} (wt.-%)	N (wt.-%)	CaCO ₃ (wt.-%)	C _{carb} (wt.-%)	C _{org} (wt.-%)	C _{org} /N
17	18	carbonate mud to sand	9.4	0.23	90.5	10.9	0.0	0.0
37	38	carbonate mud to sand; limestone clasts	10.3	0.18	84.9	10.2	0.1	0.5
57	58	calcareous clay (Pleistocene soil)	9.1	0.18	83.9	10.1	0.0	0.0
77	78	carbonate mud, clayey (Pleistocene)	9.5	0.11	82.2	9.9	0.0	0.0
97	98	carbonate mud (Pleistocene)	8.6	0.04	98.6	11.8	0.0	0.0
117	118	<i>Oculina</i> mud (Pleistocene)	10.6	0.05	99.7	12.0	0.0	0.0
137	138	carbonate mud (Pleistocene)	9.2	0.03	98.6	11.8	0.0	0.0
157	158	<i>Oculina</i> mud (Pleistocene)	8.5	0.01	98.3	11.8	0.0	0.0
177	178	carbonate mud to sand, <i>Cerithium</i> abundant (Pleistocene)	7.7	0.03	98.5	11.8	0.0	0.0
197	198	carbonate mud to sand, <i>Cerithium</i> abundant (Pleistocene)	8.6	0.02	95.1	11.4	0.0	0.0
217	218	carbonate mud to sand, <i>Cerithium</i> abundant (Pleistocene)	8.7	0.00	98.3	11.8	0.0	0.0
237	238	carbonate mud to sand, <i>Cerithium</i> abundant (Pleistocene)	5.4	0.04	98.2	11.8	0.0	0.0
257	258	carbonate mud to sand, <i>Cerithium</i> abundant (Pleistocene)	8.4	0.01	96.1	11.5	0.0	0.0
277	278	carbonate mud to sand, <i>Chione</i> abundant (Pleistocene)	9.7	0.02	98.6	11.8	0.0	0.0
297	298	<i>Chione</i> lumachelle (Pleistocene)	7.8	0.02	99.5	11.9	0.0	0.0
317	318	<i>Chione</i> lumachelle (Pleistocene)	7.3	0.02	99.0	11.9	0.0	0.0
337	338	<i>Chione</i> lumachelle (Pleistocene)	8.1	0.01	98.9	11.9	0.0	0.0

Tabelle 6

Ergebnisse der gaschromatographisch-massenspektrometrischen Untersuchung organisch extrahierbarer Lipide einer repräsentativen Torfprobe (HS-SP 04, 572 - 575 cm) aus dem Harrington Sound. Die Nummern bezeichnen die numerierten Peaks in Abb. 15

fraction: aliphatic hydrocarbons		fraction: free acids (diazomethane)		fraction: free alcohols (trimethylsilylether)		fraction: ester + ketones	
no.	compound	no.	compound	no.	compound	no.	compound
1	Tetradecane	1	Octanoic acid	1	1-Tridecanol	1	Methyl-tetradecanoate
2	Pentadecane	2	Nonanoic acid	2	1-Tetradecanol	2	6,10,14-Trimethyl-2-pentadecanone
3	Hexadecane	3	Decanoic acid	3	?	3	Methyl-hexadecanoate
4	Heptadecane	4	Undecanoic acid	4	1-Pentadecanol	4	Dibutyl phthalate
5	Pristane	5	N,4-Dimethyl-N-nitrosobenzenesulfonamide	5	1-Hexadecanol	5	Methyl-octadecanoate
6	Octadecane	6	Dodecanoic acid	6	Hexadecanoic acid	6	Eicosanal
7	Phytane	7	4-Methylbenzenesulfonic acid ethyl ester	7	1-Octadecanol	7	2-Heneicosanone
8	Nonadecane	8	Tridecanoic acid	8	1-Eicosanol	8	Methyl eicosanoate
9	Eicosane	9	4,N,N-Trimethylbenzenesulfonamide	9	1-Heneicosanol	9	Heneicosanal
10	Heneicosane	10	3,7,11-Trimethyldodecanoic acid	10	1-Docosanol	10	Abietic acid methyl ester
11	Docosane	11	N,4-Dimethylbenzenesulfonamide	11	1-Tricosanol	11	4,8,12,16-Tetramethylheptadecan-4-olide
12	?	12	Tetradecanoic acid	12	1-Tetracosanol	12	2-Docosanone
13	Tricosane	13	4,8,12-Trimethyltetradecanoic acid	13	1-Pentacosanol	13	Methyl heneicosanoate
14	Tetracosane	14	13-Methyltetradecanoic acid	14	1-Hexacosanol	14	Docosanal
15	?	15	12-Methyltetradecanoic acid	15	1-Heptacosanol	15	2-Tricosanone
16	Pentacosane	16	Pentadecanoic acid	16	1-Octacosanol	16	Methyl docosanoate
17	?	17	5,9,13-Trimethyltridecanoic acid	17	Cholest-5-en-3 β -ol	17	Tricosanal
18	Hexacosane	18	14-Methylpentadecanoic acid	18	1-Nonacosanol	18	Phthalate ?
19	?	19	Hexadecenoic acid	19	24-Methylcholest-5-en-3 β -ol + ?	19	2-Tetracosanone
20	Heptacosane	20	Hexadecenoic acid	20	24-Methyl-5 α (H)-cholestan-3 β -ol	20	Methyl tricosanoate
21	Octacosane	21	Hexadecenoic acid	21	24-Ethylcholesta-5,22-dien-3 β -ol	21	Tetracosanal
22	Nonacosane	22	Hexadecenoic acid	22	1-Triacontanol	22	2-Pentacosanone
23	22,29,30-Trinorhopane	23	Hexadecanoic acid	23	24-Ethylcholest-5-en-3 β -ol	23	Methyl-tetracosanoate
24	24-Ethylcholest-4-ene	24	Methylhexadecanoic acid	24	24-Ethyl-5 α (H)-cholestan-3 β -ol	24	Pentacosanal
25	24-Ethylcholest-2-ene	25	15-Methylhexadecanoic acid	25	?	25	2-Hexacosanone
26	24-Ethylcholest-?-ene	26	Pristanoic acid	26	?	26	Methyl-pentacosanoate
27	Hentriacontane	27	14-Methylhexadecanoic acid	27	Dotriacontanol	27	Hexacosanal
28	24-Ethylcholest-5-ene	28	9,10-Methylenehexadecanoic acid			28	2-Heptacosanone

Tabelle 6 fortgesetzt

fraction: aliphatic hydrocarbons		fraction: free acids (diazomethane)		fraction: free alcohols (trimethylsilylether)		fraction: ester + ketones	
no.	compound	no.	compound	no.	compound	no.	compound
29	24-Ethylcholesta-3,5-diene	29	Heptadecanoic acid			29	Methyl-hexacosanoate
30	Hop-17(21)-ene	30	Methylheptadecanoic acid			30	C28 Wax esters
31	Normoretane	31	Methylheptadecanoic acid			31	2-Octacosanone
32	Hop-13(18)-ene	32	Octadecadienoic acid			32	Methyl-heptacosanoate
33	Homohop-17(21)-ene	33	Phytanoic acid			33	β - oder γ -Tocopherol
34	pentacyclic Triterpene C30H50	34	Octadecenoic acid			34	C29 Wax esters
35	pentacyclic Homotriterpene C31H52	35	Octadecenoic acid			35	2-Nonacosanone
36	Fern-9(11)-ene	36	Octadecenoic acid			36	Methyl-octacosanoate
37	Tritriacontane	37	Octadecanoic acid			37	α -Tocopherol
38	Dihomohopene	38	Eicosenoic acid			38	C30 Wax esters
39	$\beta\beta$ -Hopane	39	9,10-Methyleneoctadecanoic acid			39	2-Triacontanone
40	Hop-22(29) ene	40	Nonadecanoic acid			40	Methyl-nonacosanoate
41	pentacyclic Homotriterpene C31H52	41	2-Heneicosanone			41	C31 Wax esters
42	Homofernene ?	42	Eicosanoic acid			42	2-Hentriacontanone
43	?	43	Abietic acid			43	Methyl-triacontanoate
44	Homomoretene	44	4-(1-Ethylonyl)-benzenesulfonic acid methylester - Contamination!			44	C32 Wax esters
		45	2-Docosanone			45	C33 Wax esters
		46	Heneicosanoic acid			46	C30H50O (Friedeline?)
		47	4-(1-Ethyldecyl)-benzenesulfonic acid methylester- Contamination!				
		48	2-Tricosanone				
		49	Docosanoic acid				
		50	2-Tetracosanone				
		51	Tricosanoic acid				
		52	2-Pentadecanone				
		53	Tetracosanoic acid				
		54	Pentacosanoic acid				
		55	Hexacosanoic acid				
		56	Heptacosanoic acid				
		57	Octacosanoic acid				
		58	Nonacosanoic acid				
		59	Triacontanoic acid				
		60	?				

Tabelle 6

fortgesetzt

fraction: aliphatic hydrocarbons	fraction: free acids (diazomethane)	fraction: free alcohols (trimethylsilylether)	fraction: ester + ketones
no. compound	no. compound	no. compound	no. compound
	61 ?		
	62 Hentriacontanoic acid + ?		
	63 ?		
	64 Dotriacontanoic acid		

Tabelle 7 $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von
Gesamtkarbonat; Sedimentkerne
aus dem Harrington Sound

depth in core (cm)		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	
from	to		1 σ		1 σ
core HS-CB 05 /2					
0	1	-0.74	0.01	-0.89	0.02
20	21	-0.58	0.02	-1.04	0.04
40	41	-0.43	0.01	-1.50	0.04
60	61	-0.54	0.02	-1.34	0.04
80	81	-0.78	0.02	-1.36	0.04
100	101	0.00	0.01	-1.20	0.05
140	141	-0.06	0.02	-1.35	0.04
180	181	-0.14	0.03	-1.36	0.06
200	201	-0.61	0.02	-1.33	0.05
220	221	-0.87	0.02	-1.17	0.07
240	241	-1.06	0.01	-1.25	0.01
260	261	-1.99	0.01	-0.39	0.04
280	281	-0.96	0.01	-1.38	0.03
300	301	-0.45	0.02	-1.99	0.02
box core HS-DH (09.09.1975)					
39	44	0.0	n.a.		
80	84.5	0.8	n.a.		
120	125	1.7	n.a.		
160	165	0.3	n.a.		
197	202	-0.2	n.a.		
250	255	0.2	n.a.		
295.5	303.5	-0.3	n.a.		
349	354	0.1	n.a.		
392	397	-1.3	n.a.		
485	490	0.3	n.a.		
507	512	-0.4	n.a.		
530	535	-0.1	n.a.		
560	565	0.8	n.a.		
586	588	0.3	n.a.		
643	653	-2.6	n.a.		
742	747	-3.0	n.a.		
824	829	-9.0	n.a.		
core HS-DH /B					
0	1	-0.93	0.02	-0.53	0.03
10	11	-0.93	0.02	-0.45	0.04
20	21	-0.74	0.01	-0.58	0.01
30	31	-0.79	0.02	-0.24	0.03
40	41	-1.11	0.01	-0.39	0.02
50	51	-1.30	0.05	-0.82	0.06
60	61	-1.09	0.02	-0.63	0.02
70	71	-1.02	0.01	-0.53	0.04
80	81	-0.94	0.02	-0.60	0.02
90	91	-0.75	0.02	-0.83	0.04
100	101	-0.43	0.01	-0.74	0.03
110	111	-0.53	0.01	-0.88	0.03
120	121	-0.53	0.01	-0.81	0.03
130	131	-0.66	0.01	-1.02	0.03

depth in core (cm)		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	
from	to		1 σ		1 σ
140	141	-0.31	0.01	-1.09	0.01
150	151	-0.44	0.01	-0.94	0.02
160	161	-0.18	0.01	-1.13	0.03
170	171	-0.65	0.03	-1.10	0.03
180	181	-0.80	0.01	-0.95	0.02
190	191	-0.97	0.01	-1.00	0.03
200	201	-0.61	0.01	-0.68	0.02
210	211	-0.46	0.01	-0.81	0.04
220	221	-0.49	0.02	-0.65	0.03
230	231	-0.52	0.01	-0.93	0.02
240	241	-0.78	0.04	-0.93	0.04
250	251	-1.05	0.02	-0.67	0.02
260	261	-1.06	0.01	-1.05	0.02
270	271	-0.81	0.02	-1.26	0.03
280	281	-0.84	0.03	-1.01	0.04
290	291	-1.21	0.03	-0.92	0.04
300	301	-1.03	0.01	-0.83	0.02
310	311	-1.33	0.05	-0.33	0.03
320	321	-1.43	0.02	-0.75	0.02
330	331	-1.93	0.02	-0.87	0.03
340	341	-1.38	0.03	-0.83	0.03
350	351	-1.18	0.01	-0.87	0.02
360	361	-1.88	0.01	-0.37	0.02
370	371	-2.06	0.03	-0.33	0.04
380	381	-1.95	0.01	-0.23	0.02
390	391	-2.01	0.05	-0.65	0.05
400	401	-2.03	0.02	-0.28	0.03
400	401	-2.04	0.01	-0.18	0.02
410	411	-2.16	0.01	-0.28	0.03
420	421	-2.02	0.02	-0.18	0.03
430	431	-2.08	0.03	-0.52	0.02
440	441	-1.98	0.01	-0.21	0.02
450	451	-1.93	0.01	-0.33	0.02
460	461	-1.98	0.02	-0.28	0.03
470	471	-1.66	0.01	-0.22	0.03
480	481	-1.74	0.01	-0.19	0.02
490	491	-1.69	0.03	-0.10	0.03
500	501	-1.67	0.02	-0.23	0.03
510	511	-1.38	0.03	-0.51	0.05
520	521	-1.18	0.03	-0.30	0.03
530	531	-0.95	0.02	0.11	0.03
540	541	-2.91	0.02	0.82	0.03
550	551	-1.78	0.03	0.02	0.03
560	561	-1.55	0.01	0.16	0.02
570	571	-2.07	0.03	-0.52	0.03
580	581	-0.83	0.01	-0.99	0.02
590	591	3.12	0.03	-1.08	0.04
600	601	-1.97	0.03	-2.42	0.03
610	611	-1.58	0.01	-2.20	0.02
620	621	-4.46	0.01	-2.93	0.03
630	631	-5.45	0.02	-3.16	0.03
640	641	-5.47	0.01	-3.44	0.02
650	651	-5.34	0.02	-3.47	0.03
660	661	-5.06	0.01	-3.42	0.02
670	671	-4.97	0.01	-3.59	0.02

Tabelle 7 $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ Gesamtkarbonat
fortgesetzt

depth in core (cm)		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)		depth in core (cm)		$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	
from	to		1 σ		1 σ	from	to		1 σ		1 σ
680	681	-4.71	0.02	-3.23	0.01	370	371	-5.95	0.02	-3.85	0.04
690	691	-4.78	0.03	-3.13	0.04	380	381	-5.55	0.02	-3.78	0.02
700	701	-4.42	0.01	-2.83	0.02	390	391	-4.85	0.01	-3.66	0.03
710	711	-4.56	0.01	-3.15	0.02	400	401	-5.58	0.01	-4.06	0.03
750	751	-4.23	0.01	-2.98	0.03	410	411	-4.71	0.03	-3.66	0.03
760	761	-5.30	0.03	-3.77	0.03	420	421	-5.23	0.03	-3.88	0.02
770	771	-6.87	0.02	-3.61	0.03	430	431	-4.77	0.02	-3.69	0.02
820	821	-8.54	0.01	-2.64	0.03	440	441	-4.55	0.02	-3.74	0.03
830	831	-7.89	0.02	-3.19	0.03	450	451	-4.94	0.02	-3.64	0.06
840	841	-8.00	0.01	-3.29	0.03	460	461	-5.56	0.02	-3.67	0.02
850	851	-8.32	0.01	-3.50	0.01	470	471	-5.05	0.05	-3.40	0.05
860	861	-8.28	0.01	-2.34	0.02	480	481	-4.85	0.02	-3.45	0.02
880	881	-10.56	0.02	5.31	0.05	490	491	-5.20	0.02	-3.47	0.02
890	891	-10.61	0.02	5.33	0.04	500	501	-5.24	0.02	-3.28	0.03
core HS-PD /1						510	511	-6.52	0.02	-3.77	0.03
0	1	-0.56	0.01	-0.41	0.04	520	521	-6.13	0.01	-3.68	0.05
10	11	-0.82	0.01	-0.15	0.05	530	531	-6.67	0.01	-3.22	0.03
20	21	-0.79	0.01	-0.25	0.02	540	541	-6.54	0.02	-3.69	0.04
30	31	-0.88	0.01	-0.27	0.02	550	551	-7.23	0.02	-3.71	0.03
40	41	-0.97	0.02	-0.49	0.02	590	591	-9.92	0.23	0.24	0.24
50	51	-0.81	0.01	-0.49	0.03	core HS-SP 04					
60	61	-0.76	0.02	-0.59	0.02	5	6	-0.79	0.02	-0.56	0.03
70	71	-0.62	0.01	-0.55	0.03	20	21	-0.76	0.02	-0.81	0.03
80	81	-0.25	0.02	-0.80	0.03	40	41	-0.38	0.02	-1.03	0.06
80	81	-0.27	0.01	-0.83	0.02	60	61	-0.41	0.01	-1.17	0.01
80	81	-0.61	0.03	-1.32	0.04	80	81	-0.33	0.02	-1.19	0.04
90	91	-0.17	0.01	-0.81	0.02	100	101	-0.30	0.01	-1.20	0.03
100	101	-0.01	0.02	-0.87	0.02	120	121	-0.50	0.03	-0.75	0.02
110	111	-0.05	0.04	-1.22	0.04	140	141	-0.57	0.02	-1.14	0.04
120	121	-0.55	0.02	-1.00	0.02	160	161	-0.45	0.01	-0.71	0.01
130	131	-0.85	0.02	-0.65	0.04	180	181	-0.87	0.01	-0.60	0.03
140	141	-2.25	0.04	-0.91	0.05	200	201	-1.18	0.03	-0.76	0.04
150	151	-2.06	0.02	-0.52	0.03	220	221	-1.26	0.02	-0.75	0.02
160	161	-1.29	0.02	0.11	0.04	240	241	-1.75	0.02	-0.06	0.01
170	171	-1.79	0.03	-0.52	0.03	260	261	-1.76	0.02	-0.30	0.04
180	181	-1.90	0.01	-0.79	0.02	320	321	-1.66	0.03	-1.42	0.07
190	191	-1.78	0.02	-0.78	0.03	340	341	-0.15	0.02	-1.44	0.03
200	201	-1.48	0.02	-0.75	0.04	360	361	0.54	0.02	-1.71	0.04
210	211	-1.11	0.02	-0.49	0.05	380	381	-0.73	0.01	-2.35	0.02
220	221	-1.04	0.01	-0.13	0.03	400	401	-2.74	0.01	-2.48	0.05
230	231	-1.54	0.01	-0.04	0.02	420	421	-4.00	0.02	-2.94	0.04
240	241	-1.80	0.02	-0.30	0.03	440	441	0.09	0.01	-1.44	0.02
250	251	-3.01	0.02	-0.89	0.03	460	461	-3.29	0.01	-2.95	0.02
260	261	-1.42	0.02	-1.67	0.04	480	481	0.00	0.01	-1.52	0.01
270	271	0.77	0.01	-1.20	0.03	500	501	-3.85	0.02	-2.86	0.03
280	281	-1.33	0.04	-1.95	0.04	n.a. = not available (low precision analyses)					
290	291	-2.08	0.04	-2.26	0.05						
300	301	-4.56	0.03	-2.72	0.03						
310	311	-4.95	0.02	-3.18	0.03						
320	321	-5.94	0.02	-3.43	0.04						
330	331	-7.02	0.02	-3.49	0.03						
340	341	-6.44	0.02	-3.82	0.03						
350	351	-5.00	0.02	-3.25	0.03						
360	361	-4.63	0.02	-3.33	0.03						

Tabelle 8 Saisonalität in $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von Gesamtsediment, Laminite in Kern HS-DH /B, Harrington Sound (zwei Messungen pro Probe)

depth in core (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	Δ	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	Δ	optional remarks
426.00 - 426.15	-2.09	0.06	-0.41	0.06	
426.15 - 426.30	-2.14	0.31	-0.58	0.69	with dark layer
426.30 - 426.40	-2.10	0.05	-0.56	0.30	without dark layer
426.40 - 426.55	-2.02	0.04	-0.47	0.26	
426.55 - 426.65	-2.00	0.02	-0.60	0.05	
426.65 - 426.75	-1.85	0.04	-0.49	0.02	with dark layer
426.75 - 426.85	-1.80	0.10	-0.48	0.04	without dark layer
426.85 - 427.00	-2.01	0.14	-0.57	0.08	
427.00 - 427.10	-1.95	0.08	-0.50	0.07	
427.10 - 427.20	-2.06	0.01	-0.48	0.05	with dark layer
427.20 - 427.35	-1.94	0.00	-0.50	0.10	
427.35 - 427.50	-2.01	0.04	-0.39	0.19	
427.50 - 427.60	-1.99	0.05	-0.37	0.06	
427.60 - 427.70	-2.00	0.07	-0.41	0.01	
427.70 - 427.85	-2.10	0.00	-0.38	0.17	with part of dark layer
427.85 - 428.00	-2.11	0.01	-0.26	0.06	
428.00 - 428.10	-2.15	0.04	-0.28	0.10	
428.10 - 428.20	-2.13	0.03	-0.30	0.18	
428.20 - 428.30	-2.08	0.03	-0.44	0.21	
428.30 - 428.40	-2.04	0.06	-0.43	0.21	
428.40 - 428.50	-2.19	0.18	-0.31	0.02	
428.50 - 428.60	-1.99	0.00	-0.29	0.13	
428.60 - 428.70	-2.05	0.00	-0.41	0.27	
428.70 - 428.80	-1.95	0.01	-0.48	0.13	
428.80 - 428.90	-1.96	0.27	-0.40	0.13	
428.90 - 429.00	-1.89	0.01	-0.38	0.33	
429.00 - 429.10	-2.05	0.00	-0.37	0.01	
429.10 - 429.20	-2.06	0.10	-0.36	0.08	
429.20 - 429.30	-2.18	0.01	-0.34	0.08	

$$\Delta = |\text{run1} - \text{run2}|$$

Tabelle 9

Stabile Isotopenwerte ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) an Organismenschalen und Seekreide-Krusten; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound.

depth in core, from to (cm)		analyzed objects	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$	
			(‰ PDB)	1 σ	(‰ PDB)	1 σ
core HS-DH /B						
69	70	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.65	0.04	0.07	0.04
321	325	<i>Ammonia beccarii</i>	-1.74	0.01	0.21	0.03
325	326	<i>Ammonia beccarii</i>	-1.59	0.01	0.10	0.02
329	330	<i>Ammonia beccarii</i>	-1.76	0.01	0.32	0.03
334	335	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.07	0.01	0.25	0.02
341	345	<i>Ammonia beccarii</i>	-1.95	0.01	0.54	0.02
345	346	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.06	0.05	0.23	0.08
349	350	<i>Ammonia beccarii</i>	-1.97	0.02	0.33	0.03
357	358	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.18	0.01	0.42	0.02
361	365	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.05	0.03	0.45	0.04
371	372	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.47	0.02	0.30	0.03
377	378	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.45	0.02	0.61	0.03
381	385	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.72	0.03	0.57	0.02
385	386	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.96	0.01	0.56	0.03
389	390	<i>Ammonia beccarii</i>	-3.87	0.02	0.81	0.04
401	405	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.26	0.02	0.15	0.03
417	418	<i>Ammonia beccarii</i>	-3.62	0.02	0.71	0.03
421	425	<i>Ammonia beccarii</i>	-3.95	0.03	0.56	0.08
441	445	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.77	0.03	-0.25	0.02
465	466	<i>Ammonia beccarii</i>	-4.39	0.02	-0.65	0.03
661	665	calcite tubules (Charophytes)	-5.69	0.02	-4.60	0.02
669	670	calcite tubules (Charophytes)	-6.18	0.20	-5.13	0.22
677	678	calcite tubules (Charophytes)	-4.51	0.02	-3.69	0.03
681	685	calcite tubules (Charophytes)	-5.00	0.02	-4.24	0.02
681	685	calcite tubules (Charophytes)	-5.07	0.04	-4.40	0.08
685	686	calcite tubules (Charophytes)	-6.05	0.01	-3.99	0.05
689	690	calcite tubules (Charophytes)	-6.31	0.01	-3.37	0.05
697	698	calcite tubules (Charophytes)	-5.33	0.01	-3.80	0.03
701	705	calcite tubules (Charophytes)	-5.32	0.03	-4.05	0.03
705	706	calcite tubules (Charophytes)	-4.95	0.02	-4.04	0.02
709	710	calcite tubules (Charophytes)	-5.89	0.02	-3.65	0.05
1	5	<i>Elphidium sagrum</i>	-0.10	0.01	0.08	0.02
21	25	<i>Elphidium sagrum</i>	-0.13	0.02	0.41	0.01
37	38	<i>Elphidium sagrum</i>	-0.14	0.03	1.35	0.02
41	45	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.70	0.02	0.57	0.03
45	46	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.17	0.03	1.62	0.04
49	50	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.30	0.01	0.12	0.03
57	58	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.77	0.01	0.28	0.03
61	65	<i>Elphidium sagrum</i>	-2.08	0.01	0.74	0.05
65	66	<i>Elphidium sagrum</i>	-2.00	0.02	0.51	0.02
69	70	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.46	0.02	0.38	0.03
77	78	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.69	0.03	0.79	0.04
81	85	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.86	0.01	0.04	0.03
85	86	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.54	0.02	-0.16	0.03
89	90	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.98	0.02	0.61	0.02
97	98	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.75	0.01	0.04	0.03
101	105	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.73	0.03	0.16	0.02
105	106	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.89	0.01	0.50	0.02
109	110	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.65	0.01	0.52	0.02
121	125	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.09	0.07	0.62	0.07
125	126	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.44	0.02	0.35	0.02
129	130	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.17	0.03	0.63	0.03

Tabelle 9
fortgesetzt

Stabile Isotopenwerte ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) an Organismenschalen und
Seekreide-Krusten; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound.

depth in core, from to (cm)		analyzed objects	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB) 1 σ		$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) 1 σ	
137	138	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.26	0.02	0.28	0.06
141	145	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.13	0.01	0.61	0.04
145	146	<i>Elphidium sagrum</i>	-0.87	0.01	0.25	0.02
157	158	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.07	0.01	0.76	0.02
161	165	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.28	0.06	0.51	0.08
165	166	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.31	0.03	0.60	0.04
169	170	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.53	0.03	0.75	0.05
174	175	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.19	0.02	0.68	0.02
181	185	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.71	0.04	0.31	0.04
185	186	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.50	0.03	0.77	0.02
189	190	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.65	0.03	0.61	0.04
197	198	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.09	0.01	0.50	0.03
201	205	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.06	0.02	0.61	0.02
205	206	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.31	0.04	0.74	0.03
217	218	<i>Elphidium sagrum</i>	-0.88	0.03	0.49	0.05
221	225	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.04	0.05	0.26	0.06
225	226	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.04	0.01	0.78	0.02
229	230	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.09	0.02	0.64	0.02
234	235	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.25	0.02	0.60	0.04
241	245	<i>Elphidium sagrum</i>	-0.89	0.01	0.36	0.03
247	248	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.10	0.01	0.72	0.02
249	250	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.11	0.01	0.95	0.04
257	258	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.24	0.01	0.62	0.02
261	265	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.30	0.04	0.33	0.03
265	266	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.32	0.01	0.43	0.02
269	270	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.07	0.02	0.42	0.02
277	278	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.29	0.06	0.42	0.06
281	285	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.13	0.03	0.71	0.03
285	286	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.18	0.02	0.78	0.03
289	290	<i>Elphidium sagrum</i>	-0.99	0.05	0.75	0.04
317	318	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.07	0.02	0.57	0.02
321	325	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.72	0.03	0.27	0.03
341	345	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.92	0.04	0.87	0.03
345	346	<i>Elphidium sagrum</i>	-2.15	0.03	0.90	0.04
401	405	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.52	0.03	0.50	0.04
597	598	<i>Hydrobia bermudae</i>	-0.98	0.03	1.09	0.03
601	605	<i>Hydrobia bermudae</i>	-1.91	0.01	0.23	0.03
617	618	<i>Hydrobia bermudae</i>	-5.92	0.02	-2.38	0.03
621	625	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.38	0.02	-2.28	0.03
625	626	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.66	0.02	-2.72	0.03
629	630	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.90	0.04	-2.08	0.03
645	646	<i>Hydrobia bermudae</i>	-8.57	0.02	-2.03	0.04
649	650	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.80	0.01	-2.59	0.02
665	666	<i>Hydrobia bermudae</i>	-9.04	0.01	-2.02	0.03
669	670	<i>Hydrobia bermudae</i>	-6.90	0.01	-2.96	0.03
677	678	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.86	0.02	-2.62	0.05
825	826	<i>Hydrobia bermudae</i>	-9.85	0.01	-0.90	0.03
837	838	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.35	0.02	0.01	0.03
61	65	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.47	0.02	-0.04	0.03
65	66	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.67	0.02	0.28	0.05
80	85	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.00	0.03	-0.30	0.03
81	85	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.35	0.02	-0.60	0.04
101	105	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-0.92	0.02	-0.16	0.05

Tabelle 9
fortgesetzt

Stabile Isotopenwerte ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) an Organismenschalen und
Seekreide-Krusten; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound.

depth in core, from to (cm)		analyzed objects	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$	
			(‰ PDB)	1 σ	(‰ PDB)	1 σ
109	110	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.74	0.13	-0.82	0.16
117	118	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.38	0.02	-0.27	0.03
121	125	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.54	0.02	-0.20	0.03
125	126	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.29	0.02	0.34	0.02
123	129	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.51	0.02	0.03	0.04
129	130	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.36	0.01	0.09	0.02
157	158	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.20	0.02	0.14	0.03
160	165	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-2.00	0.03	0.23	0.03
161	165	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.23	0.02	-0.05	0.02
165	166	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.39	0.02	-0.09	0.03
169	170	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.21	0.03	0.18	0.03
174	175	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-0.85	0.04	-0.49	0.04
181	185	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.19	0.02	0.15	0.02
185	186	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.64	0.03	-0.20	0.03
189	190	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.06	0.04	0.23	0.06
189	190	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.21	0.02	-0.14	0.01
197	198	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.52	0.02	0.00	0.04
201	205	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.05	0.02	0.14	0.04
205	206	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.54	0.04	0.28	0.05
209	210	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.76	0.01	-0.24	0.03
221	225	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-0.99	0.02	0.09	0.03
225	226	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.24	0.02	-0.04	0.03
229	230	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.42	0.02	-0.11	0.01
229	230	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.01	0.03	0.05	0.05
241	245	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.10	0.04	0.07	0.04
247	248	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.10	0.03	0.33	0.05
249	250	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.17	0.01	0.48	0.03
265	266	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.32	0.15	0.03	0.17
269	270	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.22	0.02	0.06	0.03
277	278	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-0.79	0.03	0.78	0.06
281	285	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.21	0.01	0.45	0.02
285	286	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.74	0.03	0.58	0.05
289	290	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.70	0.01	0.09	0.04
289	290	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.40	0.03	0.16	0.02
301	305	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.83	0.03	0.34	0.03
321	325	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.44	0.03	-0.24	0.06
341	345	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-2.02	0.01	0.41	0.02
345	346	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-2.08	0.02	0.23	0.04
481	485	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-0.89	0.02	0.00	0.04
621	625	<i>Planorbis uliginosus</i>	-13.43	0.03	-2.38	0.02
629	630	<i>Planorbis uliginosus</i>	-13.40	0.01	-2.83	0.02
641	645	<i>Planorbis uliginosus</i>	-9.16	0.01	-3.04	0.02
645	646	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11.68	0.01	-2.28	0.02
661	665	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.18	0.02	-2.46	0.02
665	666	<i>Planorbis uliginosus</i>	-12.91	0.02	-2.09	0.04
669	670	<i>Planorbis uliginosus</i>	-9.62	0.01	-2.20	0.02
677	678	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.67	0.02	-1.86	0.04
681	685	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11.34	0.02	-2.66	0.02
685	686	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.29	0.01	-3.03	0.04
689	690	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.66	0.03	-2.65	0.04
697	698	<i>Planorbis uliginosus</i>	-13.10	0.01	-2.27	0.02
705	706	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.97	0.01	-2.65	0.01
767	768	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11.81	0.01	-2.29	0.02

Tabelle 9
fortgesetzt

Stabile Isotopenwerte ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) an Organismenschalen und
Seekreide-Krusten; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound.

depth in core, from to (cm)		analyzed objects	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$	
			(‰ PDB)	1 σ	(‰ PDB)	1 σ
769	770	<i>Planorbis uliginosus</i>	-12.00	0.04	-2.09	0.02
821	825	<i>Planorbis uliginosus</i> (fine)	-12.13	0.02	-1.45	0.02
821	825	<i>Planorbis uliginosus</i> (coarse)	-13.18	0.02	-1.25	0.02
825	826	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11.04	0.02	-1.93	0.02
829	830	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.40	0.01	-1.69	0.02
837	838	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.43	0.01	-1.61	0.03
841	845	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.32	0.02	-2.19	0.02
845	846	<i>Planorbis uliginosus</i>	-10.73	0.01	-2.05	0.03
849	850	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11.82	0.01	-1.57	0.03
37	38	<i>Q. seminulum</i>	-0.42	0.02	0.96	0.02
65	66	<i>Q. seminulum</i>	-0.63	0.02	0.39	0.05
77	78	<i>Q. seminulum</i>	-0.74	0.02	0.56	0.04
109	110	<i>Q. seminulum</i>	-1.31	0.05	0.17	0.07
137	138	<i>Q. seminulum</i>	-0.69	0.02	0.17	0.03
core HS-HI 02 /2						
250	260	<i>Ammonia beccarii</i>	-3.35	0.03	0.21	0.04
400	410	calcite tubules (Charophytes)	-3.23	0.01	-3.08	0.02
600	610	calcite tubules (Charophytes)	-6.72	0.01	-3.47	0.03
75	85	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.23	0.03	0.30	0.02
75	85	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.52	0.03	0.52	0.03
115	125	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.64	0.04	0.44	0.05
155	165	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.41	0.02	-0.01	0.03
250	260	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.30	0.05	0.30	0.07
250	260	<i>Hydrobia bermudae</i>	-3.77	0.01	0.49	0.02
300	310	<i>Hydrobia bermudae</i>	-3.86	0.01	-1.46	0.06
750	760	<i>Hydrobia bermudae</i>	0.35	0.01	1.26	0.03
75	85	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.61	0.01	-0.41	0.03
115	125	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-0.84	0.01	-0.20	0.02
155	165	<i>Lobatula lobatula</i> ("Cibicides")	-1.26	0.02	0.02	0.02
400	410	<i>Planorbis uliginosus</i>	-8.18	0.03	-2.12	0.05
600	610	<i>Planorbis uliginosus</i>	-8.52	0.02	0.94	0.04
650	658	<i>Planorbis uliginosus</i>	-9.60	0.01	2.21	0.02
75	85	<i>Q. seminulum</i>	-0.31	0.03	0.06	0.02
155	165	<i>Q. seminulum</i>	-0.39	0.02	0.43	0.01
core HS-PD /1						
160	165	<i>Ammonia beccarii</i>	-4.37	0.05	1.05	0.03
200	204	<i>Ammonia beccarii</i>	-2.63	0.02	-0.24	0.03
400	405	calcite platelets (Charophytes?)	-6.33	0.01	-3.78	0.01
400	405	calcite tubules (Charophytes)	-5.99	0.02	-4.85	0.04
440	445	calcite tubules (Charophytes)	-5.39	0.01	-3.87	0.02
480	485	calcite tubules (Charophytes)	-6.30	0.02	-3.91	0.03
521	525	calcite tubules (Charophytes)	-6.87	0.02	-4.42	0.03
545	550	calcite tubules (Charophytes)	-7.93	0.01	-3.41	0.03
40	45	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.79	0.02	0.53	0.02
80	85	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.75	0.04	0.44	0.06
123	129	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.60	0.01	0.38	0.03
160	165	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.58	0.02	0.55	0.06
200	204	<i>Elphidium sagrum</i>	-1.84	0.01	0.46	0.02
320	325	<i>Hydrobia bermudae</i>	-3.34	0.01	-0.11	0.03
355	360	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.84	0.01	-2.13	0.04

Tabelle 9
fortgesetzt

Stabile Isotopenwerte ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) an Organismenschalen und
Seekreide-Krusten; Sedimentkerne aus dem Harrington Sound.

depth in core, from to (cm)		analyzed objects	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$	
			(‰ PDB)	1 σ	(‰ PDB)	1 σ
400	405	<i>Hydrobia bermudae</i>	-7.97	0.01	-2.75	0.02
440	445	<i>Hydrobia bermudae</i>	-8.05	0.03	-2.35	0.03
40	45	<i>Lobatula lobatula</i> (" <i>Cibicides</i> ")	-1.72	0.02	-0.56	0.01
320	325	<i>Planorbis uliginosus</i>	-12.50	0.02	-2.93	0.03
355	360	<i>Planorbis uliginosus</i>	-12.70	0.03	-2.25	0.03
400	405	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11.00	0.02	-2.92	0.02
440	445	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11,4	0,03	-1,43	0,03
480	485	<i>Planorbis uliginosus</i>	-11,6	0,02	-2,08	0,02
545	550	<i>Planorbis uliginosus</i>	-12,8	0,02	-3,14	0,02
1	5	<i>Q. seminulum</i>	-4,19	0,01	2,43	0,03
1	5	<i>Q. seminulum</i>	-4,56	0,03	2,82	0,02

Tabelle 11 Saisonalität in $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von Molluskenschalen. Kern HS-DH /B, Harrington Sound

sample no.	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$	
	(‰ PDB)	1 σ	(‰ PDB)	1 σ
<i>Argopecten gibbus</i> , 37 cm core depth				
037-1	-0.81	0.02	1.98	0.04
037-2	-1.05	0.02	2.06	0.03
037-3	-0.84	0.02	1.97	0.05
037-4	-0.64	0.02	2.04	0.02
037-5	-0.44	0.03	2.27	0.04
037-6	-0.39	0.01	2.30	0.02
037-6 II	-0.41	0.02	2.32	0.05
037-7	-0.53	0.04	2.07	0.06
037-8	-0.81	0.07	1.49	0.09
037-9	-0.11	0.02	2.32	0.03
037-10	-0.32	0.01	2.25	0.01
<i>Argopecten gibbus</i> , 361 cm core depth				
361-1	-1.72	0.02	1.54	0.02
361-1 II	-1.68	0.00	1.61	0.03
361-2	-1.66	0.02	1.66	0.04
361-3	-1.71	0.01	1.90	0.04
361-3 II	-1.66	0.02	1.92	0.02
361-4	-1.75	0.01	2.30	0.03
361-6	-1.55	0.02	2.89	0.03
361-7	-1.75	0.02	2.29	0.06
361-8	-1.76	0.16	2.32	0.36
361-9	-1.68	0.02	2.56	0.02
361-9 II	-1.63	0.01	2.65	0.02
361-10	-1.66	0.05	2.49	0.08
361-11	-1.24	0.02	2.87	0.03
361-12	-1.13	0.01	2.35	0.01
361-13	-1.31	0.02	2.58	0.02
361-14	-1.53	0.02	2.60	0.03
<i>Hydrobia bermudae</i> , 621 cm core depth				
621-1	-8.37	0.02	-2.30	0.02
621-2	-6.97	0.02	-1.71	0.02
621-3	-7.12	0.03	-2.28	0.02
621-4	-7.51	0.01	-2.89	0.03
621-5	-7.38	0.03	-2.92	0.03
621-6	-7.93	0.03	-2.65	0.04
621-7	-8.56	0.03	-2.55	0.02
621-8	-8.57	0.03	-2.42	0.05
621-9	-8.31	0.01	-2.47	0.04
621-10	-7.81	0.02	-2.03	0.03

Tabelle 11 fortgesetzt

sample no.	$\delta^{13}\text{C}$		$\delta^{18}\text{O}$	
	(‰ PDB)	1 σ	(‰ PDB)	1 σ
<i>Planorbis uliginosus</i> , 641 cm core depth				
641-1	-10.96	0.02	-2.27	0.09
641-2	-11.86	0.04	-2.52	0.05
641-3	-11.93	0.03	-2.62	0.03
641-4	-11.84	0.02	-2.74	0.01
641-5	-11.15	0.02	-2.81	0.04
641-6	-10.86	0.03	-2.66	0.06
641-7	-10.33	0.01	-2.44	0.02
<i>Planorbis uliginosus</i> , 681 cm core depth				
681-1	-10.05	0.02	-2.96	0.05
681-2	-11.30	0.01	-3.23	0.02
681-3	-11.80	0.02	-3.20	0.04
681-4	-12.15	0.02	-3.11	0.03
681-5	-11.65	0.02	-2.96	0.04
681-6	-11.38	0.02	-2.77	0.03
Pleistocene <i>Planorbis uliginosus</i> , 814 cm core depth				
841-1	-11.32	0.03	-1.53	0.02
841-2	-11.47	0.02	-1.60	0.02
841-3	-11.92	0.01	-1.67	0.04
841-4	-11.72	0.01	-1.91	0.04
841-5	-11.02	0.02	-1.85	0.07
841-6	-11.37	0.01	-1.92	0.06

Tabelle 12

14C-Alter von Sediment-Fractionen und karbonatischen Komponenten, Kerne aus den Bermuda inshore waters. Die 14C-Alter brackischen und marinen Materials sind nicht korrigiert für Reservoir-Effekte. Nicht aufgeführt sind Kerne, von denen nur der Basistorf datiert wurde.

sample	depth below present S.L. (m)	radiocarbon age (yr BP)	1 σ	δ 13C (‰ PDB)	lab no.	dated material
CH 02 (Castle Harbour, water depth 9.6 m)						
4,90 - 5,00	15.8	5,260	75	-2.6	KI-2046.001	<i>Oculina</i>
CH 03 (Castle Harbour, water depth 1.3 m)						
1,25 - 1,29	3.0	770	50	-0.6	KI-2047.001	<i>Diploria</i>
CH 04 /1 (Castle Harbour, water depth 3.5 m)						
3,79 - 3,83	3.5	1,630	50	1.2	KI-2048.001	<i>Spondylus</i>
CH 04 /2 (Castle Harbour, water depth 7.0 m)						
5,85 - 5,99	15.5	5,840	75	-3.6	KI-2049.000	<i>Oculina</i>
GS 02 (Great Sound, water depth 20.0 m)						
0,40 - 0,50	20,5	95	45	-4.0	KI-1998.021	<i>Oculina</i>
2,82 - 3,03	23,4	2,150	55	-2,4	KI-1998.031	coral
4,70 - 4,80	25,7	4,590	70	-4,3	KI-1998.041	<i>Oculina</i>
5,94 - 6,01	27,1	9,150	210	-27,9	KI-1998	peat
HS-DH (box core 09.09.1975, Harrington Sound, water depth 24.6 m)						
0,44 - 0,46	25.1	1,000	75	0.4	KI-1731.02	<i>Argopecten</i>
0,47 - 0,49	25.1	990	40	1.2	KI-1731.03	<i>Argopecten</i>
0,39 - 0,44	25.0	1,740	80	-21.3	KI-1731.01	organic fraction
0,80 - 0,845	25.4	2,140	50	-19.8	KI-1731.04	organic fraction
1,20 - 1,25	25.9	2,290	80	-19.9	KI-1731.05	organic fraction
1,60 - 1,65	26.2	2,730	80	-18.8	KI-1731.06	organic fraction
1,97 - 2,02	26.6	4,670	100	-22.2	KI-1731.07	organic fraction
2,50 - 2,55	27.1	3,920	95	-18.9	KI-1731.08	organic fraction
2,985 - 3,035	27.6	4,570	75	-25.3	KI-1731.09	organic fraction
3,49 - 3,54	28.1	5,740	85	-21.6	KI-1731.10	organic fraction
3,92 - 3,97	28.5	7,140	95	-22.3	KI-1731.11	organic fraction
4,85 - 4,90	29.5	7,210	125	-20.9	KI-1731.12	organic fraction
5,07 - 5,12	29.7	7,550	65	-23.5	KI-1731.13	organic fraction
5,30 - 5,35	29.9	7,640	105	-22.6	KI-1731.14	organic fraction
5,60 - 5,65	30.2	7,660	135	-22.8	KI-1731.15	organic fraction
5,86 - 5,88	30.5	7,560	130	-19.8	KI-1731.16	organic fraction
6,43 - 6,53	31.1	10,280	150	-32.4	KI-1731.17	organic fraction
6,95 - 7,00	31.6	10,750	150	-30.1	KI-1731.18	organic fraction
7,42 - 7,47	32.0	10,480	135	-29.1	KI-1731.19	organic fraction
7,58 - 7,61	32.2	10,170	115	-28.4	KI-1731.20	organic fraction
7,82 - 7,86	32.4	10,580	105	-29.4	KI-1731.21	organic fraction
7,95 - 7,97	32.6	10,370	140	-28.3	KI-1731.22	organic fraction
8,10 - 8,15	32.7	10,940	190	-26.8	KI-1731.23	organic fraction
8,24 - 8,29	32.9	11,730	170		KI-1731.24	organic fraction
0,39 - 0,44	25.0	4,950	65	0.0	KI-1731.01	carbonate fraction
0,80 - 0,845	25.4	5,090	70	0.8	KI-1731.04	carbonate fraction
1,20 - 1,25	25.8	5,100	80	1.7	KI-1731.05	carbonate fraction
1,60 - 1,65	26.2	5,530	70	0.3	KI-1731.06	carbonate fraction
1,97 - 2,02	26.6	8,360	110	-0.2	KI-1731.07	carbonate fraction
2,50 - 2,55	27.1	7,210	95	0.2	KI-1731.08	carbonate fraction
2,985 - 3,035	27.6	7,500	100	-0.3	KI-1731.09	carbonate fraction
3,49 - 3,54	28.1	9,520	100	0.1	KI-1731.10	carbonate fraction
3,92 - 3,97	28.5	9,500	110	-1.3	KI-1731.11	carbonate fraction
4,85 - 4,90	29.5	9,080	105	0.3	KI-1731.12	carbonate fraction
5,07 - 5,12	29.7	8,990	155	-0.4	KI-1731.13	carbonate fraction
5,30 - 5,35	29.9	8,920	120	-0.1	KI-1731.14	carbonate fraction
5,60 - 5,65	30.2	9,080	150	0.8	KI-1731.15	carbonate fraction
5,86 - 5,88	30.5	10,110	110	0.3	KI-1731.16	carbonate fraction
6,43 - 6,53	31.1	10,090	130	-2.6	KI-1731.17	carbonate fraction
6,95 - 7,00	31.6	10,390	140	----	KI-1731.18	carbonate fraction
7,42 - 7,47	32.0	10,720	140	-3.0	KI-1731.19	carbonate fraction
7,58 - 7,61	32.2	----	----	----	KI-1731.20	carbonate fraction
7,82 - 7,86	32.4	----	----	----	KI-1731.21	carbonate fraction
7,95 - 7,97	32.6	----	----	----	KI-1731.22	carbonate fraction

noch Tabelle 12

14C-Alter von Sediment-Fractionen und karbonatischen Komponenten, Kerne aus den Bermuda inshore waters. Die 14C-Alter brackischen und marinen Materials sind nicht korrigiert für Reservoir-Effekte. Nicht aufgeführt sind Kerne, von denen nur der Basistorf datiert wurde.

sample	depth below present S.L. (m)	radiocarbon age (yr BP)	1 σ	$\delta^{13}C$ (‰ PDB)	lab no.	dated material
8,10 - 8,15	32.7	----		----	KI-1731.23	carbonate fraction
8,24 - 8,29	32.9	12,900	250	-9.0	KI-1731.24	carbonate fraction
HS-DH /B (Harrington Sound, water depth 24.6 m)						
1,75 - 1,80	26.4	3,170	50	-21.47	KI-3859,18	marine mud (organic fraction)
2,35 - 2,40	27.0	3,740	145	-20.90	KI-3859,24	marine mud (organic fraction)
3,35 - 3,40	28.1	5,610	65	-23.81	KI-3859,34	marine mud (organic fraction)
3,65 - 3,70	28.4	6,290	70	-23.65	KI-3859,37	marine mud (organic fraction)
3,75 - 3,76	28.4	6,420	60		GrA-1905	<i>Argopecten gibbus</i> (just above laminite facies)
4,93 - 4,94	29.7	7,280	60		GrA-1901	<i>Brachidontes</i> shell (in laminite facies)
6,14 - 6,15	30.9	9,210	50		GrA-2445	highest marl/gyttja (organic fraction)
7,18 - 7,19	32.0	9,930	50		GrA-2446	top 2nd peat (organic fraction)
7,70 - 7,75	32.5	10,350	85	-30.47	KI-3931,77	top 1st peat (organic fraction)
7,85 - 7,89	32.7	10,350	90	-30.09	KI-3931,79	middle 1st peat (organic fraction)
7,95 - 8,00	32.8	10,620	115	-29.88	KI-3931,80	base 1st peat (organic fraction)
1,75 - 1,80	26.4	6,560	70	-1.18	KI-3859,181	marine mud (carbonate fraction)
2,35 - 2,40	27.0	6,840	70	-0.97	KI-3859,241	marine mud (carbonate fraction)
3,35 - 3,40	28.1	9,220	85	-2.07	KI-3859,341	marine mud (carbonate fraction)
3,65 - 3,70	28.4	9,800	70	-2.24	KI-3859,371	marine mud (carbonate fraction)
HS-HI 01 (Harrington Sound, water depth 12.2 m)						
0,55 - 0,60	12.2	265	70	-0.5	KI-2166.001	bivalve shells
HS-HI 02 (Harrington Sound, water depth 19.6 m)						
2,69 - 2,73	23.3	7,560	150	-23.0	KI-2115	gyttja (organic fraction)
6,60 - 6,63	28.6	10,910	160	-30.1	KI-2167.000	marl (organic fraction)
6,60 - 6,63	28.6	11,070	130	-8.6	KI-2167.001	marl (carbonate fraction)
HS-MR 01 (Harrington Sound, water depth 14.6 m)						
0,55 - 0,65	15.5	430	50	-4.5	KI-2168.011	<i>Oculina</i> , intensely bored & filled surface
0,55 - 0,60	15.5	280	45	-4.6	KI-2168.021	<i>Oculina</i> , moderatley bored surface
0,55 - 0,60	15.5	365	40	-4.8	KI-2168.031	<i>Oculina</i> , fresh
HS-MR 04 /1 (Harrington Sound, water depth 13.0 m)						
0,75 - 0,80	14.4	360	50	-4.4	KI-2169.001	<i>Oculina</i>
HS-MR 05 /1 (Harrington Sound, water depth 17.0 m)						
0,47 - 0,52	17.6	200	45	-4.6	KI-2170.011	<i>Oculina</i>
HS-PB 02 (Harrington Sound, water depth 21.5 m)						
7,30 - 7,31	30.3	9,930	50		GrA-2449	fragment of land plant (monocotyledon)
HS-PD /1 (Harrington Sound, water depth 24.5 m)						
2,70 - 2,71	28.3	8,200	50		GrA-2449	gyttja (organic fraction)
5,57 - 5,60	32.4	9,900	80		GrN-21808	marl (organic fraction)
HS-SHB box cores (Harrington Sound, water depth 21.8 m)						
0,43	22.2	590	50		GrA-2546	leaf of terrestrial vascular plant
1,12	22.9	3,040	70		GrA-3179	<i>Argopecten gibbus</i>
2,13 - 2,20	24.0	9,200	110	-25.0	KI-1734.01	peat
HS-TB 02 /2 (Harrington Sound, water depth 2.8 m)						
0,55 - 0,60	3.5	460	35	-0.6	KI-2045.011	marine shell
1,35 - 1,40	4.7	3,830	95	-26.4	KI-2045.02	peat
2,04 - 2,16	5.7	4,050	85	-27.6	KI-2045.03	peat
HS-TB 03 (Harrington Sound, water depth 6.7 m)						
0,50	7.2	5,120	60		GrA-1902	<i>Chama</i> sp.
HS-TB 04 (Harrington Sound, water depth 9.4 m)						
0,09 - 0,14	9,5	540	60	-0.3	KI-2173.01	bivalves and <i>Oculina</i>

noch Tabelle 12

14C-Alter von Sediment-Fractionen und karbonatischen Komponenten, Kerne aus den Bermuda inshore waters. Die 14C-Alter brackischen und marinen Materials sind nicht korrigiert für Reservoir-Effekte. Nicht aufgeführt sind Kerne, von denen nur der Basistorf datiert wurde.

sample	depth below present S.L. (m)	radiocarbon age (yr BP)	1 σ	δ 13C (‰ PDB)	lab no.	dated material
HS-TI (Harrington Sound, water depth 3.3 m)						
0,26 - 0,31	3.7	3,670	65	-27.3	KI-2117.01	peat
1,80 - 1,85	5.5	4,990	95	-29.0	KI-2117.02	peat
HS-TT box core 02.04.75 (Harrington Sound, water depth 21.2 m)						
2,26 - 2,28	23.5	8,940	105	-26.4	KI-1735.01	peat
Port Royal Bay (Ashmore & Leatherman 1984 = PR 01 /2, water depth 21.0 m)						
	21,8	6,950	120			gyttja
	22,3	7,030	100			gyttja
	22,7	7,190	100			gyttja
	22,8	7,410	100			gyttja
	23,3	7,420	80			gyttja
	23,8	6,990	120			gyttja
	24,3	7,350	90			gyttja
	24,9	8,240	110			peat
	25,2	9,552	89			peat
PR 02 (Port Royal Bay, water depth 18.5 m)						
2,70 - 2,75	21.8	2,580	45	-3.8	KI-2175.001	<i>Oculina</i>
PR 03 /2 (Port Royal Bay, water depth 13.4 m)						
4,46 - 4,52	19.5	5,370	75	-4.0	KI-2000.021	<i>Oculina</i>
5,46 - 5,49	20.8	8,890	70	-27.9	KI-2000	peat
SGH 02 (St. George's Harbour, water depth 13.5 m)						
2,75 - 2,80	16.4	1,690	55	-3.6	KI-2001.021	<i>Oculina</i>
6,14 - 6,22	20.1	8,780	100	-29.1	KI-2001	peat

Tabelle 13

Pleistozäne Stratigraphie der Bermuda Inseln. Verlässliche Alters- und Meeresspiegel-Daten sind nur für die Hochstände der letzten 405 kyr verfügbar.

formation (highstand) ¹	isotope stage	age of peak highstand ² (ky BP)	maximum sea level (m relative to p.s.l.) ³
Southampton	5a	85	-15 to 0 ⁴
Rocky Bay	5e	125	+5.8
Upper Belmont	7ac	205	+8
Lower Belmont	7e	240	+2
Upper Town Hill	9	330	-2
Lower Town Hill	11	405	+2
Harrington Sound Group	deposits of several highstands below present sea level (isotope stage \geq 13)		
Walsingham Group	probably deposits of several highstands (Old Pleistocene?)		

¹ after Meischner et al. 1995, modified from Vacher et al. (1989, 1995)

² ages according SPECMAP curve (Imbrie et al. 1984)

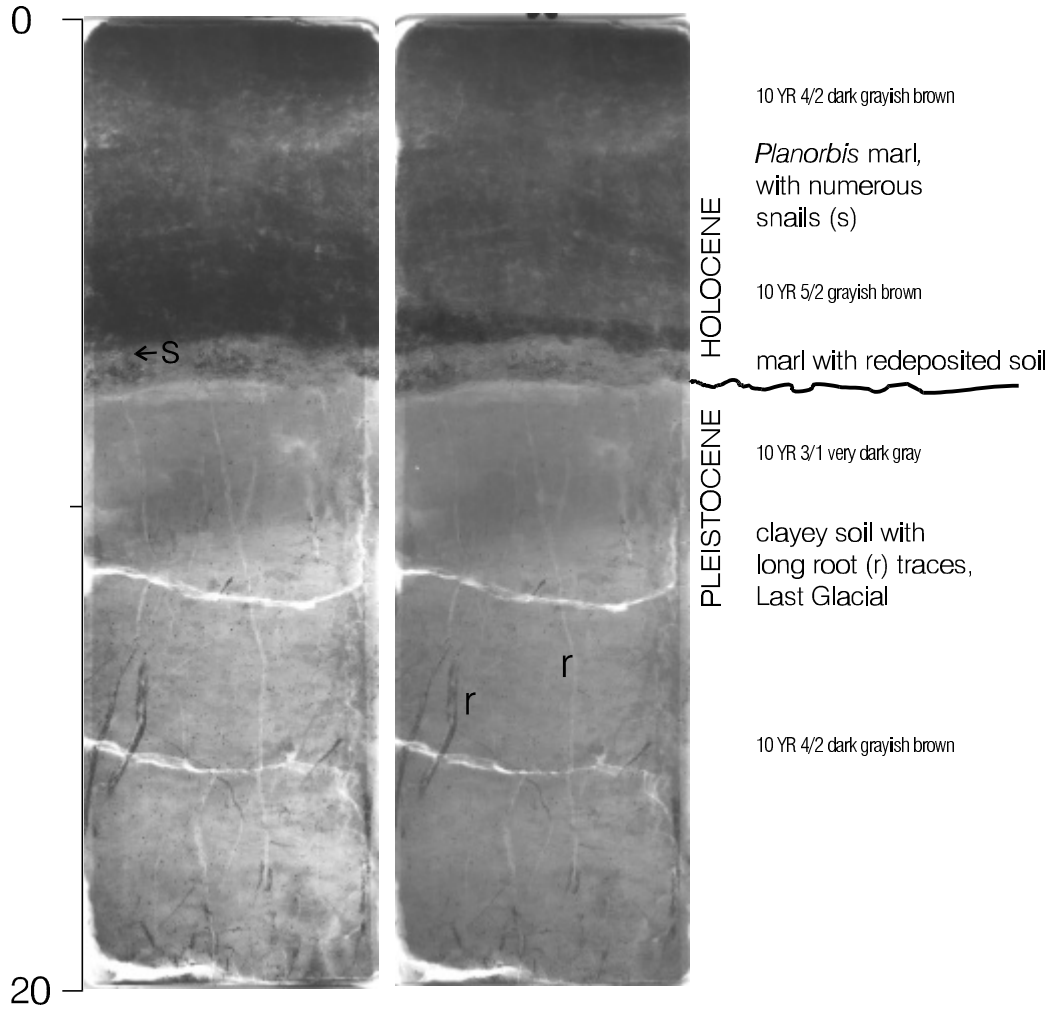
³ p.s.l. = present sea level

⁴ -0 m postulated by Vacher & Hearty (1989)

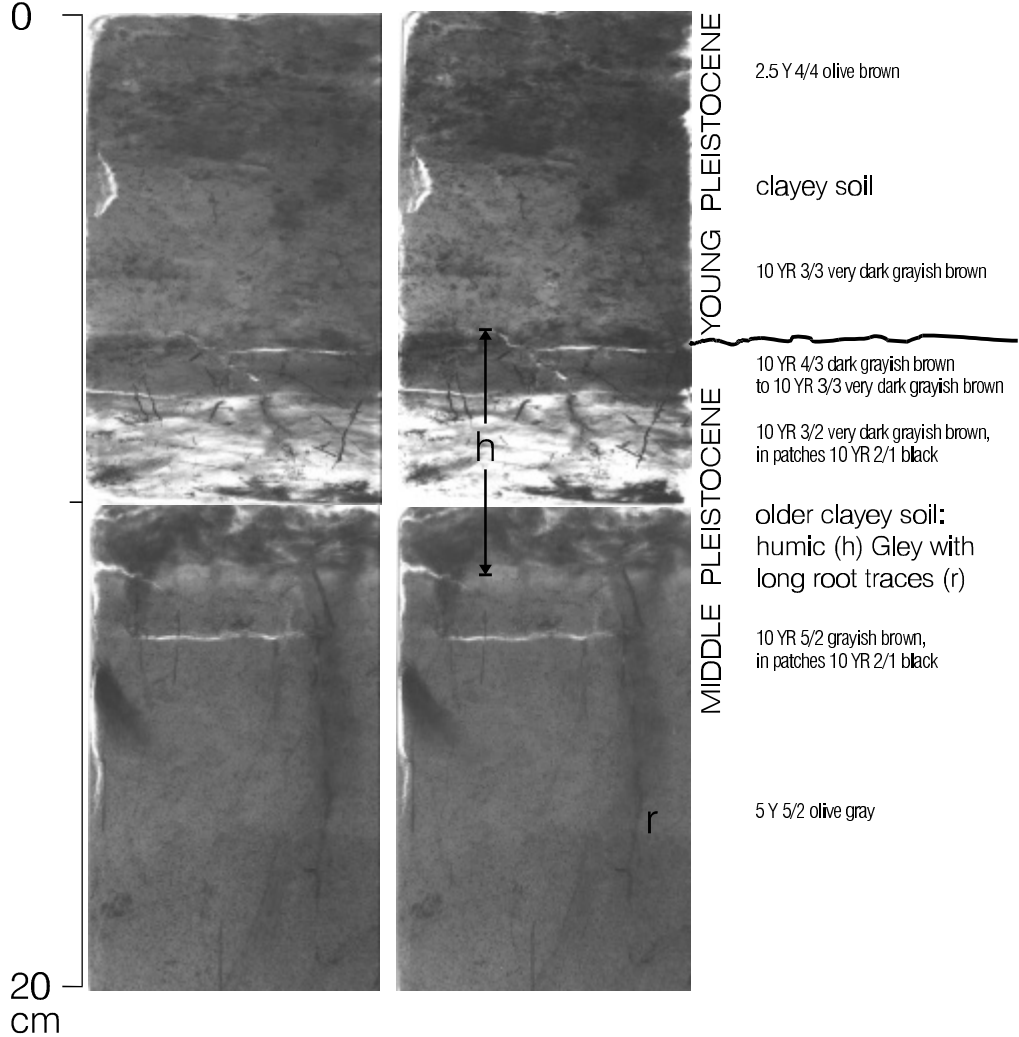
plate 1 Pleistozäne Böden und basales Holozän im Harrington Sound (Kern HS-CB 04).
Radiographie-Stereopaare.

Oben: Oberster Abschnitt des pleistozänen Bodens. Darüber mit scharfer Grenze holozäne Seekreide, zuunterst mit umgelagertem Ton (s = Süßwasser-Schnecke, r = Wurzelspuren).

Unten: Humoser oberster Abschnitt eines intrapleistozänen Bodens, darüber eine jungpleistozäne Bodengeneration (h = humos).



Harrington Sound core HS-CB 04
4.76 - 4.96 m



Harrington Sound core HS-CB 04
5.90 - 6.10 m

20 cm

plate 2

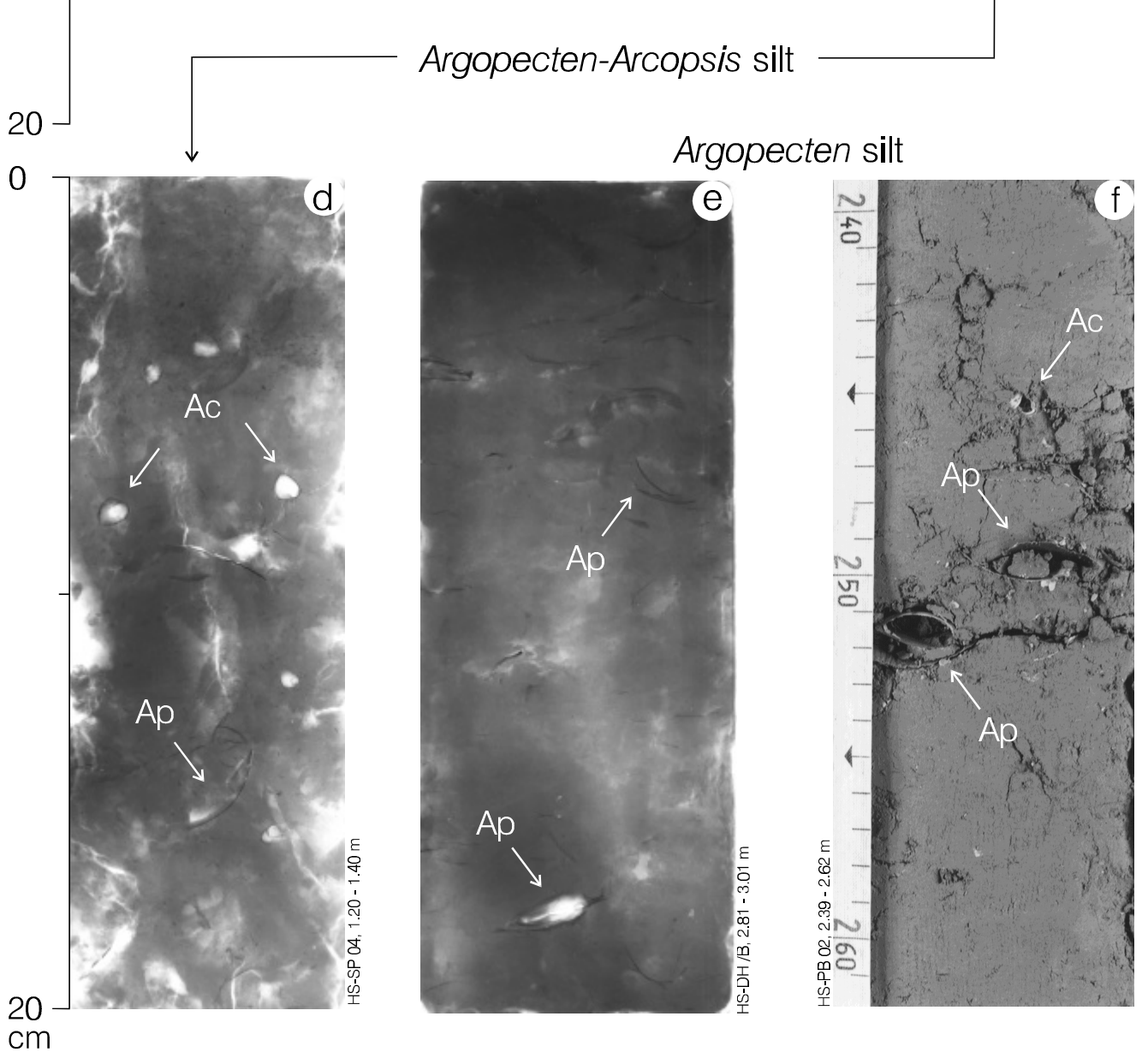
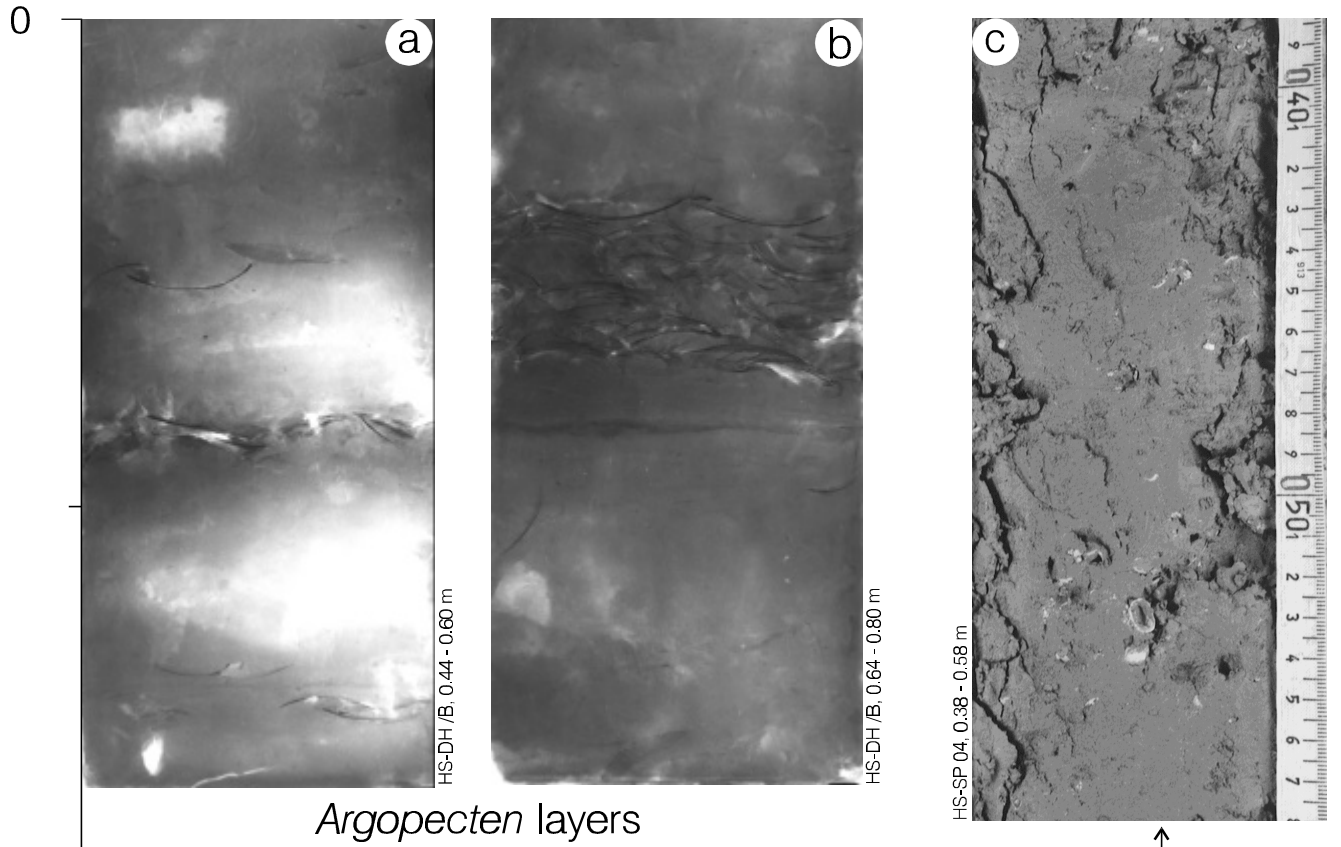
Marine Beckenfazies im Harrington Sound. Radiographien (a, b, d, e) und Kernfotos (c, f).

(a, b) Mittlere und untere *Argopecten*-Lagen. Die untere Lage (b) zeigt Anzeichen abnehmender Strömung: feingeschichteter schalenfreier Silt an der Basis der Lage, darüber Muschelschalen bevorzugt gewölbt-oben, zuoberst Muscheln bevorzugt gewölbt-unten. Devil's Hole Basin.

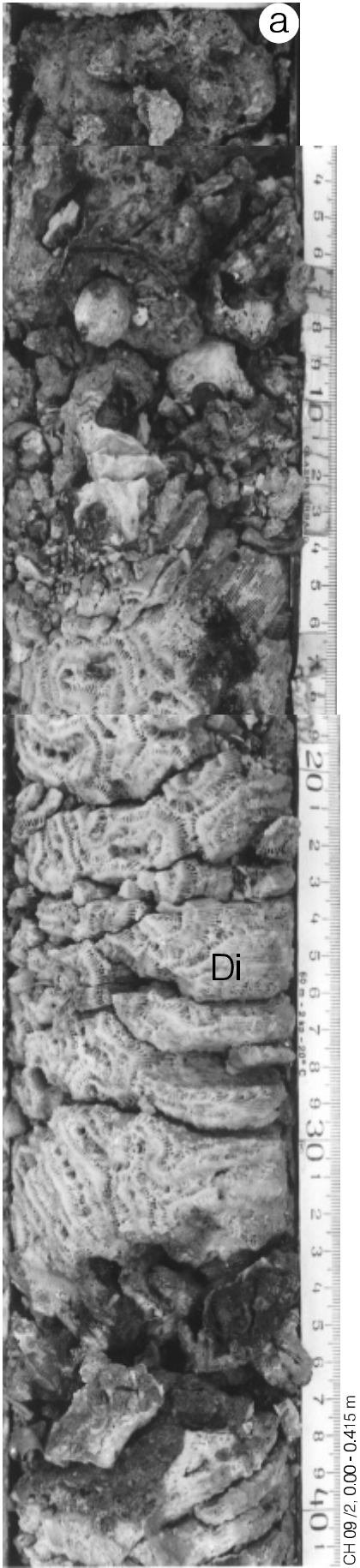
(c, d) Bioturbater *Argopecten-Arcopsis*-Silt. Mit *Argopecten* (Ap) und z.T. doppelklappigen *Arcopsis* (Ac). South Basin.

(e) *Argopecten*-Silt. *Argopecten* (Ap) z.T. doppelklappig. Devil's Hole Basin.

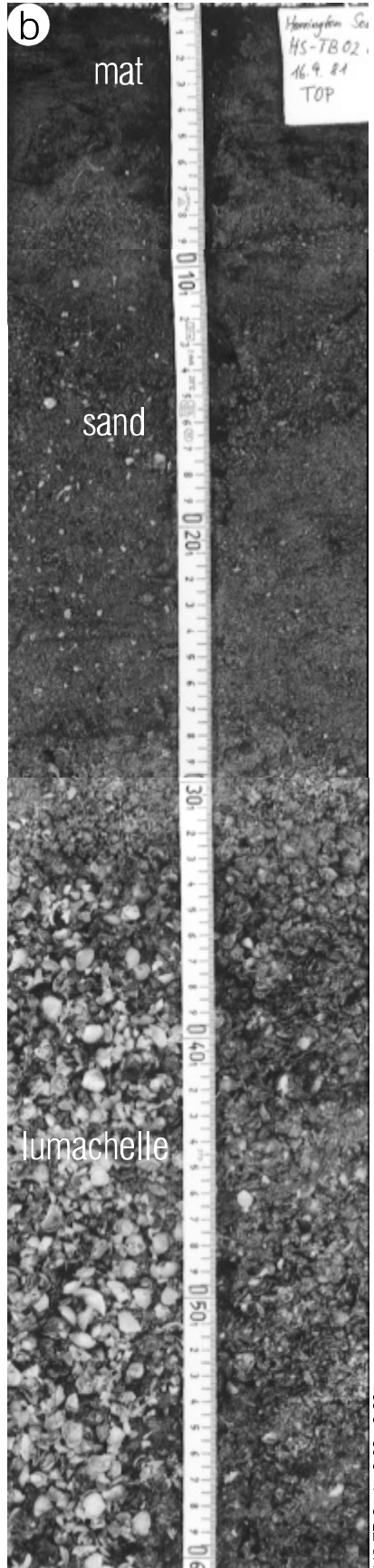
(f) Übergang von *Argopecten*-Silt zu *Argopecten-Arcopsis*-Silt. *Argopecten* (Ap) und *Arcopsis* (Ac) doppelklappig. Devil's Hole Basin.



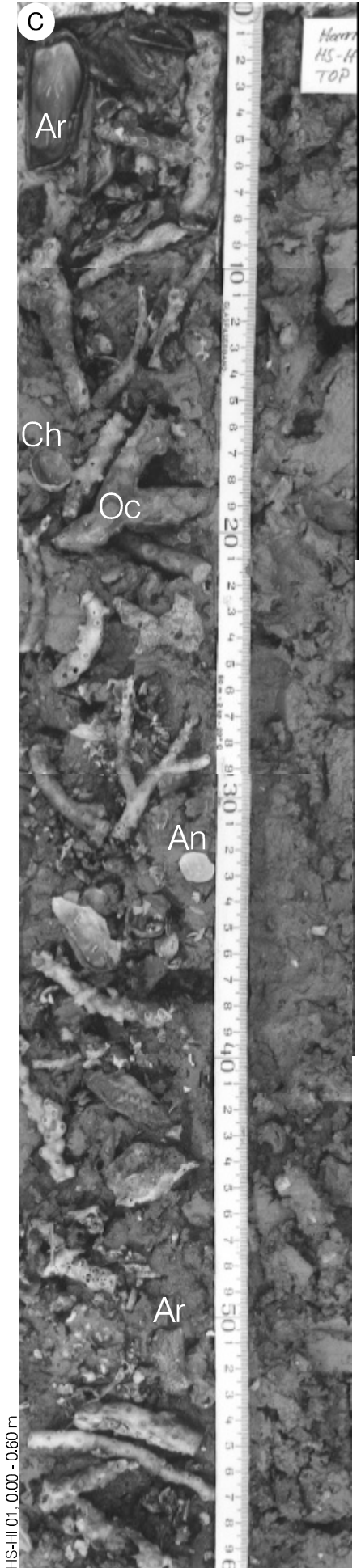
- plate 3 Marine Flachwasser- und Riff-Fazies, Harrington Sound und Castle Harbour.
Kernfotos. Die Fraktion < 2 mm ist in den linken Kernhälften von (b) und (c)
oberflächlich abgesiebt.
- (a) Massives Riff mit *Diploria labyrinthiformis* (Di), oben zerbohrt und mit Rotalgen-Krusten. Castle Harbour.
 - (b) Fining-upward von basaler Lumachelle zu Karbonatsand, zuoberst mit *Cladophora*-Algenmatte. Harrington Sound.
 - (c) *Oculina*(Oc)-Riff mit feinkörniger Matrix und Muscheln *Anomia* (An), *Arca* (Ar) und *Chama* (Ch). Harrington Sound.



Diploria reef,
Castle Harbour

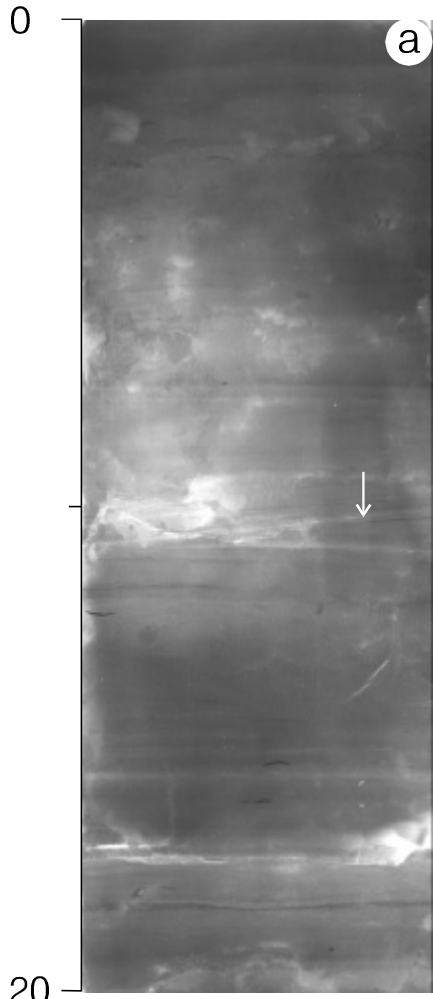


Cladophora mat,
shallow sandy zone,
beach (or barrier),
Harrington Sound

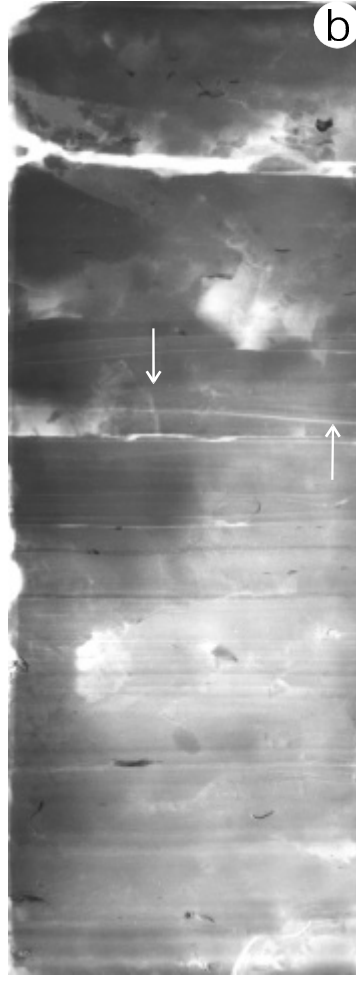


Oculina reef,
Harrington Sound

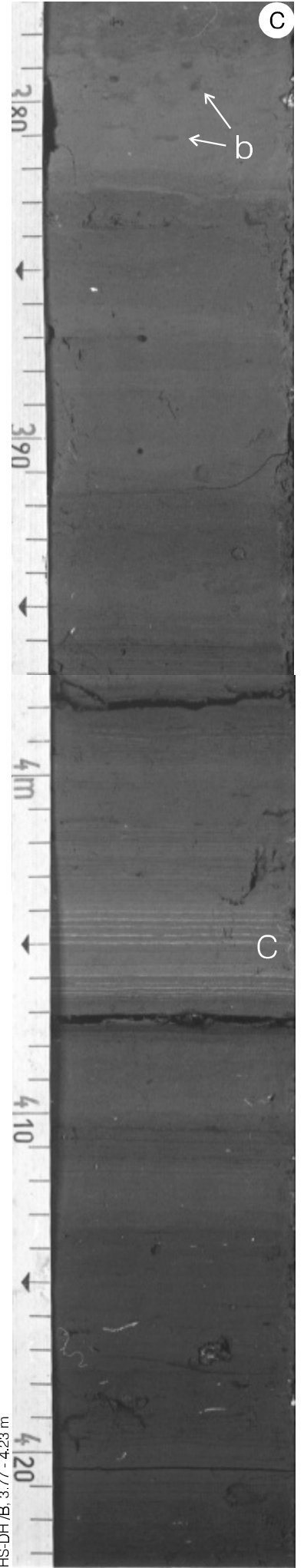
plate 4 Holozäne Laminit-Fazies im Harrington Sound (Devil's Hole Basin, South Basin).
Radiographien (a, b, d, e) und Kernfotos (c, f).
(a, b) Geringmächtige Schrägschichtungs-Lagen (Pfeile).
(c) Übergang von Laminit-Fazies zu bioturbater *Argopecten*-Fazies, b =
Wühlgänge, c = Coccolithen-Lagen (hell).
(d) Übergang von Laminiten in der unteren Hälfte zu geschichteter dunkler
Feindetritusmudde oben.
(e, f) Höherer Teil der Laminit-Folge im Devil's Hole. Saisonale Variation der
stabilen Isotopenwerte von Gesamtkarbonat (vgl. Diskussion im Text).



HS-DH/B, 3.81 - 4.01 m

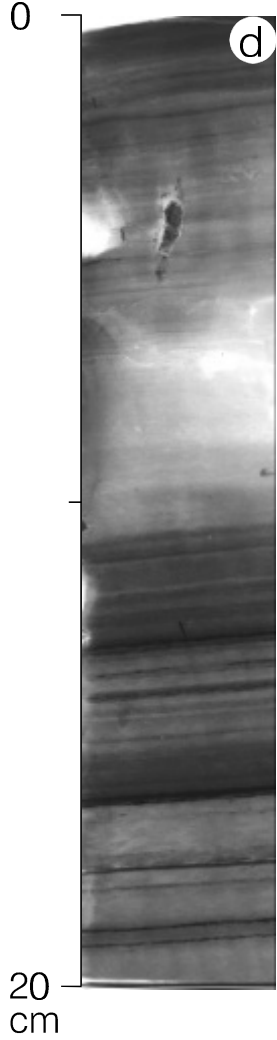


HS-DH/B, 4.41 - 4.61 m

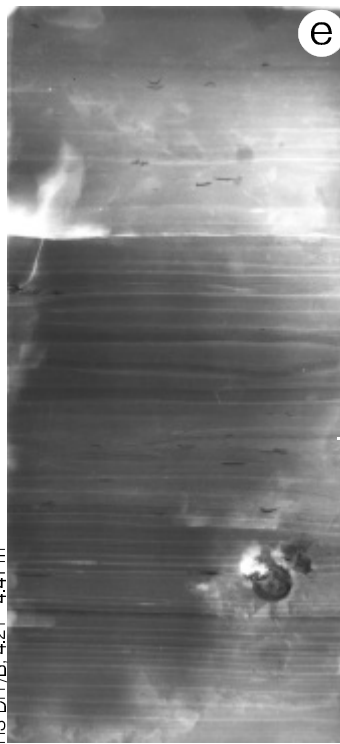


HS-DH/B, 3.77 - 4.23 m

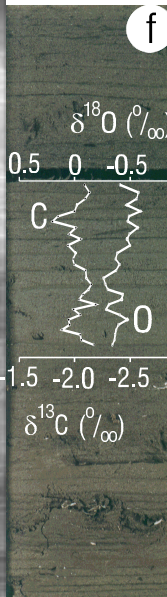
Laminite facies,
Harrington Sound



HS-SP 04, 3.20 - 3.40 m



HS-DH/B, 4.21 - 4.41 m



20 cm

plate 5

Basaler Abschnitt der Laminit-Fazies im Harrington Sound. Radiographien (a, d), Kernfotos (b, c) und REM-Fotos (e, f). Die hellen Laminae sind karbonatisch und erscheinen deshalb in den Radiographien dunkel.

(a, b) Ungestörter Übergang von rhythmisch geschichteter *Hydrobia*-Kalkmudde (untere Hälfte) zu Laminiten. Zentrum von Devil's Hole.

(c, d) Laminite (oberhalb 357 cm) auf synsedimentär abgeglittener und gefalteter *Hydrobia*-Kalkmudde mit engständiger Schichtung. Die dunklen und hellen Mudden zwischen 359 und 364 cm sind vermutlich ebenfalls umgelagert. Rand des Devil's Hole Basin.

(e, f) Calcit-Kristalle aus hellen Laminae des Kern HS-DH /B. Die Kristalle sind entweder blockig-isometrisch bis euhedral gewachsen (e) oder mit mikrokristallin-porösem Zentrum und gut ausgebildeten Kristallflächen an den Rändern (f). Devil's Hole Basin.

plate 6

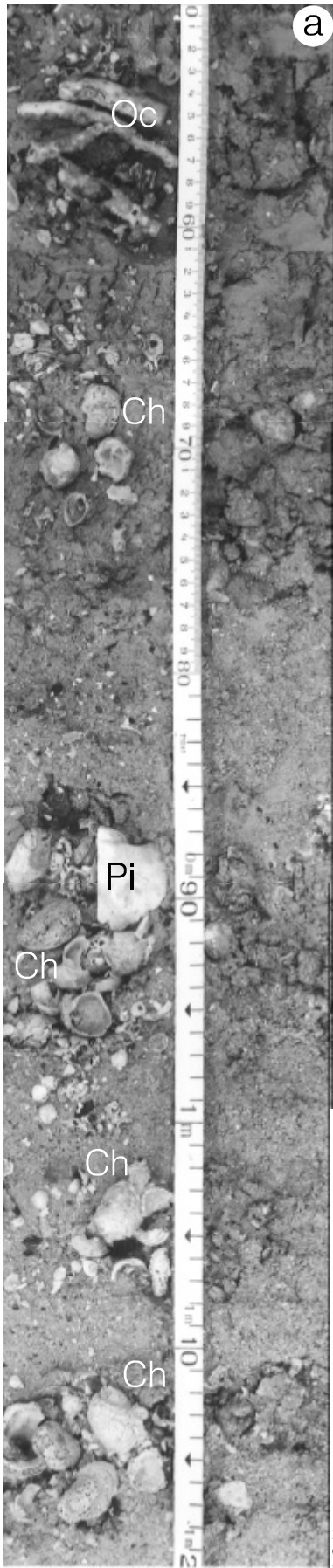
Marine holozäne Fazies im Harrington Sound. Kernfotos.

(a) *Chama-Argopecten*-Sand mit manchmal doppelklappiger *Chama* (Ch) und mit *Pinctada* (Pi). Bei ca. 0,64 m Kerntiefe setzt *Oculina*-Schlick ein. Östlich Hall's Island.

(b) Scharfe (Farb-)Grenze zwischen monotoner Feindetritusmudde (M) und *Anodontia*-Mudde (A), An = doppelklappige *Anodontia*. Patton's Basin.

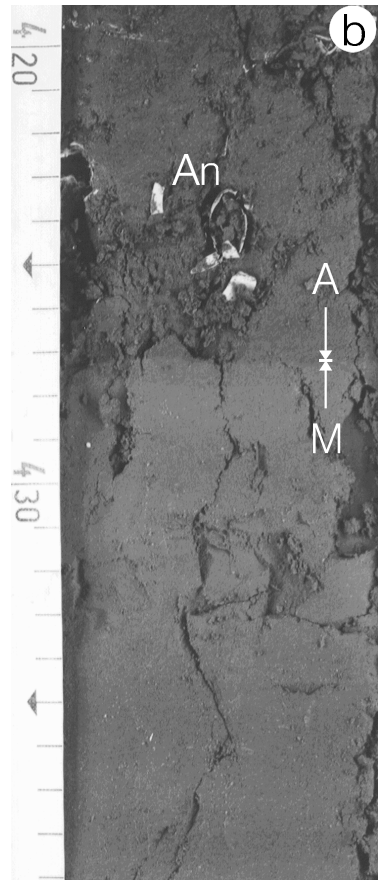
(c, d) *Vermicularia-Gouldia*-Fazies (An = *Anodontia*, Cd = *Codakia*, Go = *Gouldia*, Ve = *Vermicularia*). Der dunkle Abschnitt in d ist reich an organischer Substanz, vermutlich Algenmatten. My Lord's Bay.

(e) Kondensierte marine Abfolge in einem peripherem Trog. Unten Süßwasser-Torf, darüber mit erosiver Grenze mariner *Chama-Argopecten*-Sand und *Gouldia*-Schlick. North Basin.



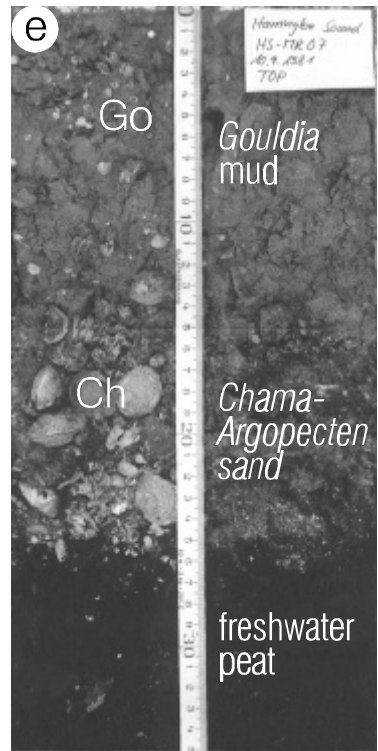
HS-HI 01, 0.50 - 1.198 m

Oculina mud,
Chama-Argopecten sand,
Harrington Sound



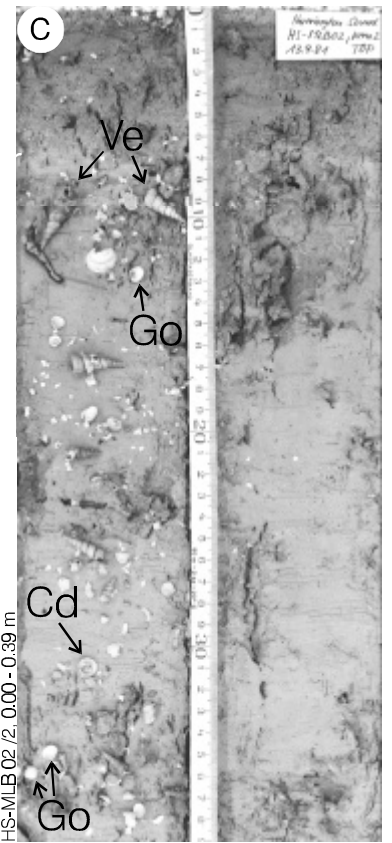
HS-PB 02, 4.18 - 4.39 m

Anodontia facies (A),
Monotonous gyttja (M),
Harrington Sound

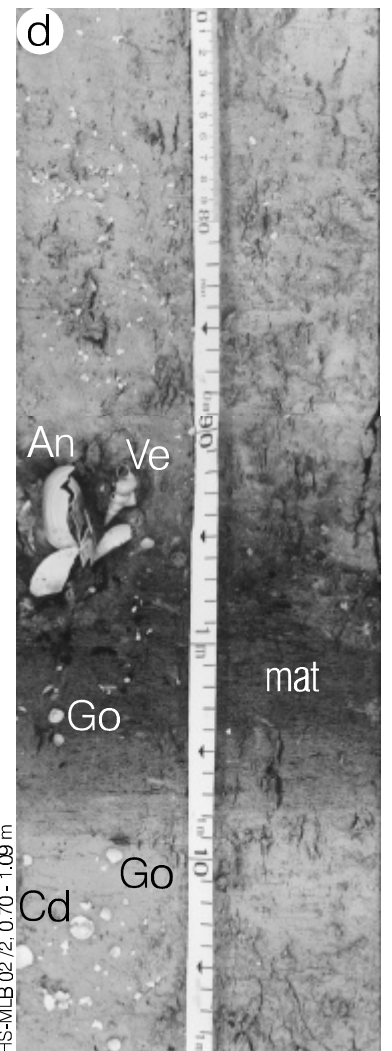


HS-MR 07, 0.00 - 0.85 m

condensed marine section
in peripheral trough,
Harrington Sound



HS-MLB 02 / 2, 0.00 - 0.39 m



HS-MLB 02 / 2, 0.70 - 1.09 m

Vermicularia-Gouldia mud,
Harrington Sound

plate 7

Holozäne Süßwasser-Fazies im Harrington Sound. Kernfotos (c, d, f - i) und Radiographien (a, b, e).

(a, c) *Hydrobia*-Kalkmudde, mit vielen *Hydrobia*-Schalen (z.T. angereichert, Pfeil) und mit deutlicher Feinschichtung. Die dunklen Lagen sind reicher an organischer Substanz. South Basin.

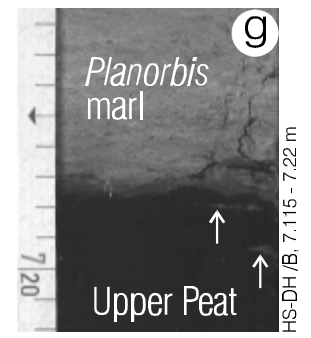
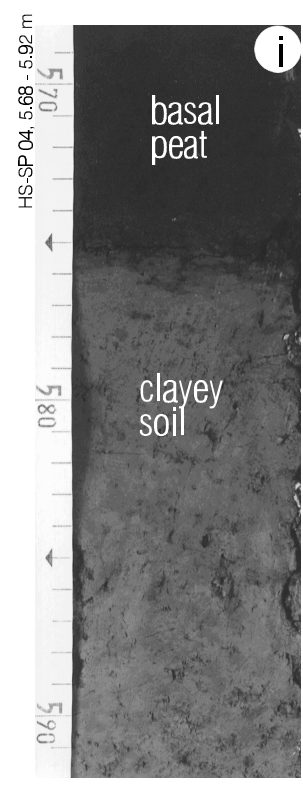
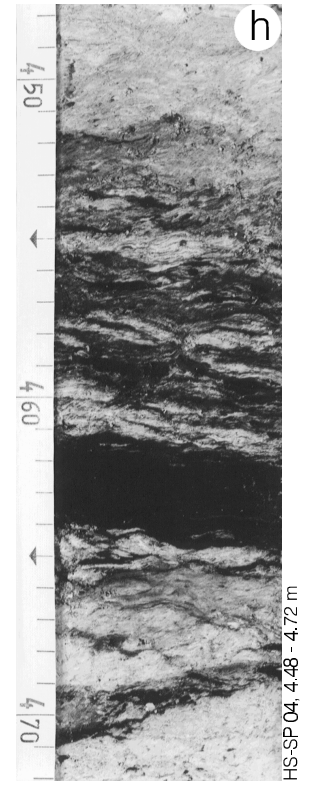
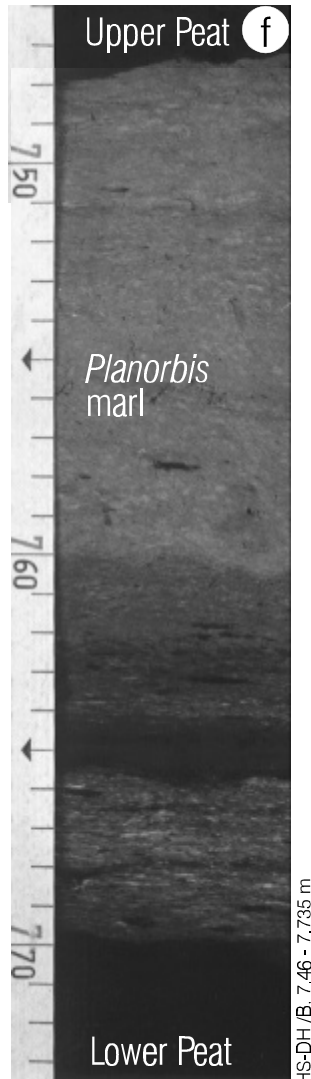
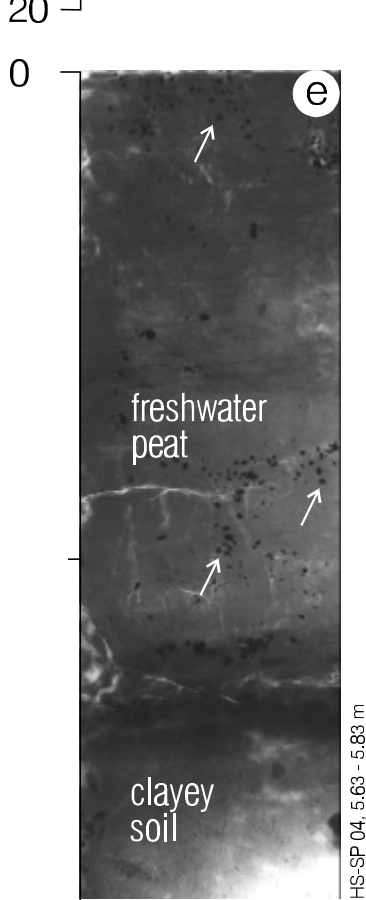
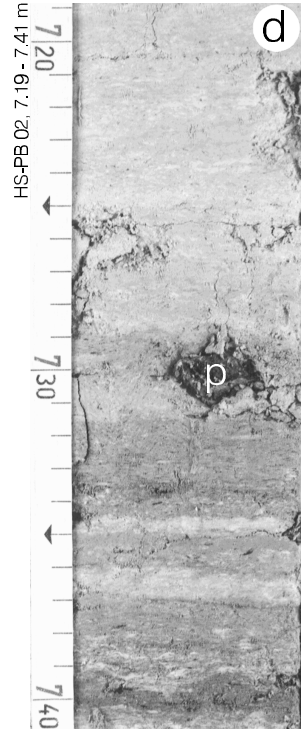
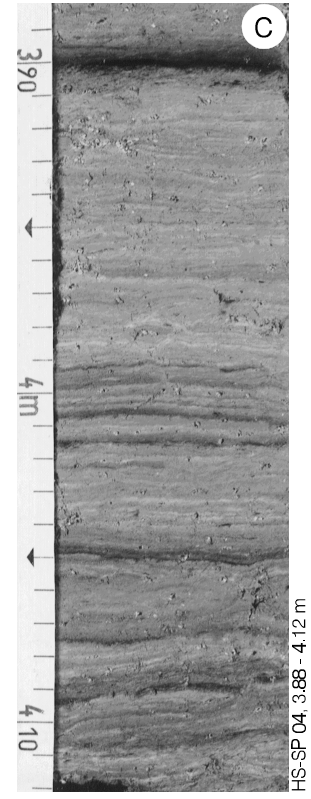
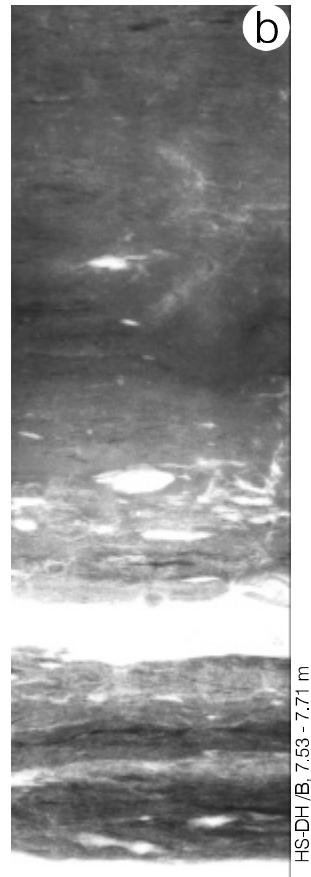
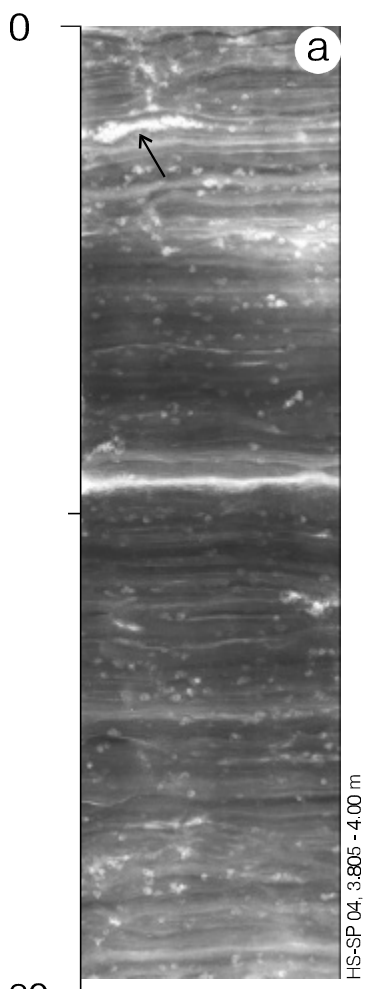
(b, f) Obergrenze des unteren Süßwasser-Torfs im Devil's Hole Basin. Im Übergang (7,70 - 7,60 m) zu *Planorbis*-Seekreide tritt Kalkmudde mit Torfmudde-Bändern und torfigen Schmitzen auf. Die *Planorbis*-Seekreide wird mit scharfer Grenze (bei ca. 7,475 m) durch den oberen torfigen Horizont überlagert.

(g) Abschluß des oberen torfigen Horizonts durch Torfmudde mit einzelnen Kalkmudde-Linsen (Pfeile), darüber erneut *Planorbis*-Seekreide. Devil's Hole Basin.

(d) *Planorbis*-Seekreide mit weitständiger hell/dunkel-Bänderung und großem monokotylen Pflanzenrest (9.930 ± 50 ^{14}C -yr BP). Patton's Basin.

(h) Wechsellagerung von *Hydrobia*-Kalkmudde und Torfmudde. Die flaserige Schichtung ist möglicherweise beginnende Boudinage (Rutschung weiter oben im Kern). South Basin.

(e, i) Auflagerung von Süßwassertorf mit Gipskristallen (Pfeile in e) auf tonigem pleistozänen Boden. South Basin.



20 cm

Freshwater facies and terrestrial soil, Harrington Sound

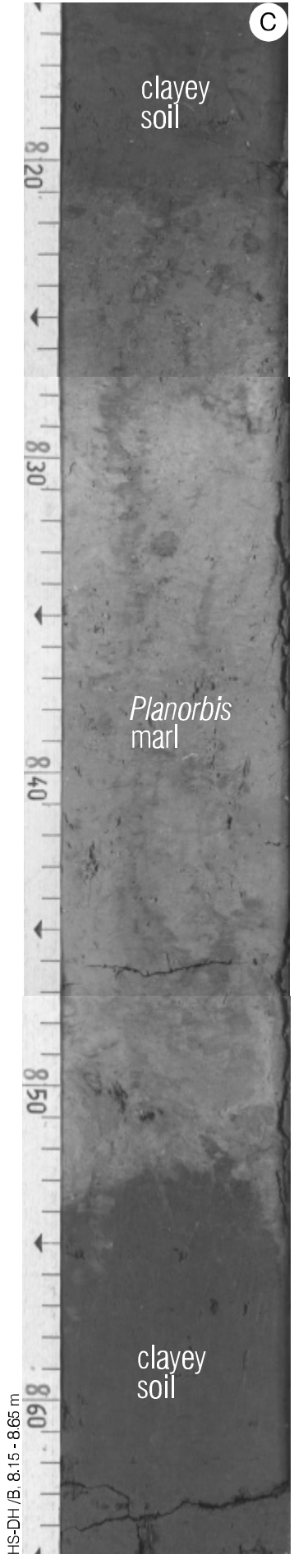
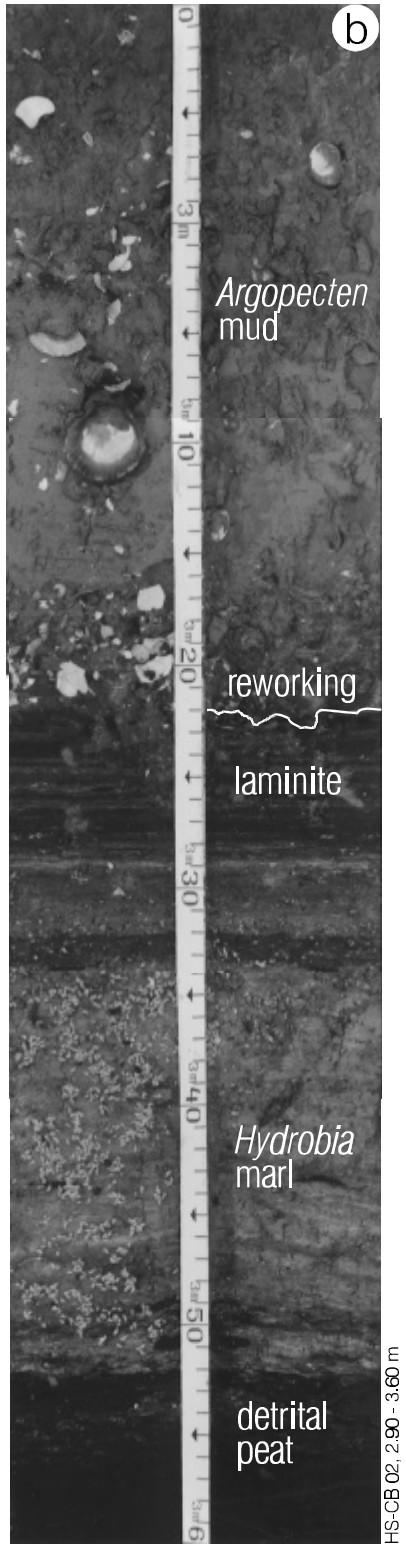
plate 8

Holozäne Fazies-Abfolgen im Harrington Sound. Kernfotos. Fraktion < 2 mm in den linken Kernhälften von (a) und (b) jeweils oberflächlich abgesiebt.

(a) Gebänderte *Hydrobia*-Mudde, mit scharfer Grenze überlagert von marinem Transgressionshorizont (*Chama-Brachidontes-Vermicularia*-Fazies), flachmariner *Chama-Argopecten*-Fazies und zuoberst mariner Beckenfazies (*Argopecten-Arcopsis*-Fazies). North Basin vor Walsingham Cliff.

(b) Torfmudde und *Hydrobia*-Kalkmudde (mit vielen *Hydrobia*-Schalen), überlagert durch geringmächtige Laminit-Fazies des lokalen Beckens-Zentrums, darüber mit erosiver Untergrenze geringmächtige Lage mit Schalengrus (3,22 - 3,18 m) und schließlich *Argopecten*-Fazies. North Basin vor Walsingham Cliff.

(c) Einschaltung von spätpleistozäner *Planorbis*-Seekreide in den tonigen pleistozänen Boden der letzten Kaltzeit. Die Seekreide ist vom oberen Bodenhorizont her durchwurzelt und mit Ton vermennt (Marmorierung); der obere Boden ist demnach nicht umgelagert, sondern zeigt einen Hochstand der spätpleistozänen Süßwasser-Linse an, der vermutlich mit dem Meeresspiegel-Hochstand des Isotopenstadiums 3 korreliert. Devil's Hole Basin.



brackish-to-marine transgressive successions, Harrington Sound

intra-Glacial *Planorbis* marl, Harrington Sound

plate 9 Holozäne Coccolithophoriden, Diatomeen und Mollusken aus dem Harrington Sound. REM-Fotos.

(a, b) *Geophyrocapsa oceanica* aus Coccolithen-Lagen in Laminiten des Kerns HS-DH /B, Devil's Hole Basin; a Coccolithen und Coccosphäre (404,95 cm Kerntiefe), b Coccosphäre (405,95 cm Kerntiefe).

(c, d) stark angelöste Schalen der Diatomeengattung *Cyclotella*, Laminite des Kerns HS-DH /B (599-600 cm Kerntiefe), Harrington Sound.

(e) *Hydrobia bermudae*, Patton's Basin (Kern HS-PB 01, 476-480 cm).

(f, g) *Planorbis uliginosus*, Patton's Basin (Kern HS-PB 01, 560-565 cm).

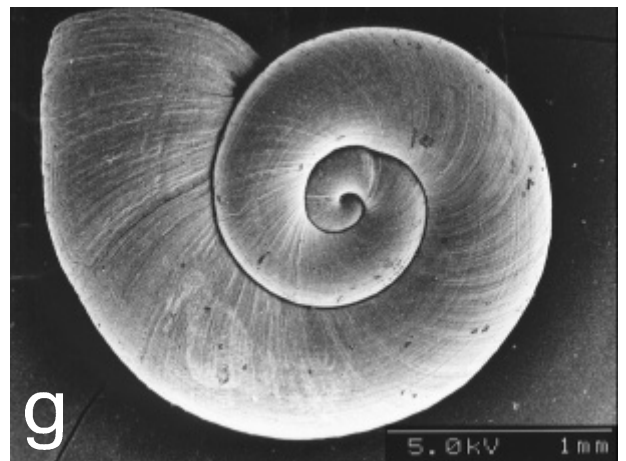
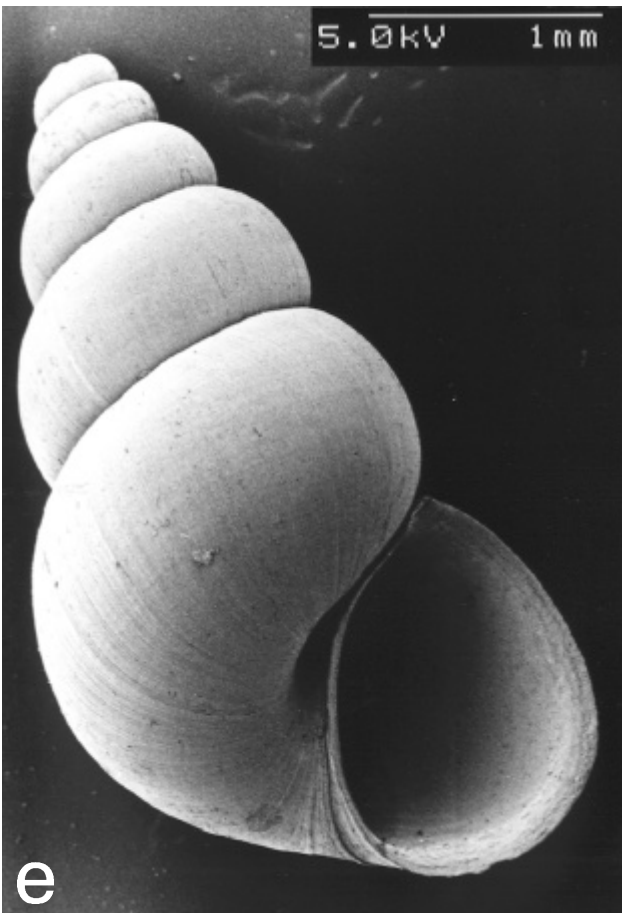
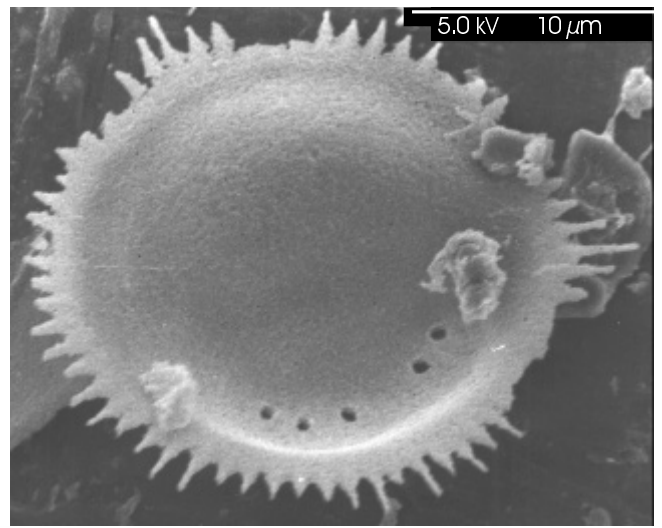
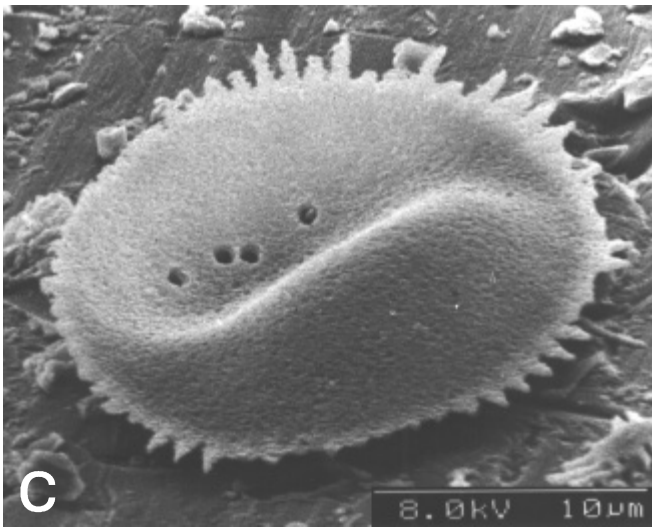


plate 10 Holozäne Foraminiferen aus dem Harrington Sound (Kern HS-PB 01, Patton's Basin, Kerntiefen in cm). REM-Fotos.

(a - d) *Elphidium poeyanum*. a Seitenansicht, b Aperturansicht, c seitliche Aperturansicht bei fehlender letzte Kammer, d postmortal epizoisch bewachsen mit der Diatomee *Cocconeis* (0-5 cm).

(e - g) *Elphidium sagrum*. e Seitenansicht, f Detail mit spinoser Gehäuse-Oberfläche, Ponticuli und Fossetten, g seitliche Aperturansicht (0-5 cm).

(h, i) *Lobatula lobatula*, eine epipyhtische Art. h konvexe Umbilikal-Seite, Apertur, letzte Kammer fehlt; i Seitenansicht mit Apertur und konkaver = aufgewachsener Spiralseite (40-45 cm).

(j - l, n, o) *Quinqueloculina seminulum*. j Vorderseite, k Aperturansicht, l Detail der Apertur mit bifidem Zahn, n Rückseite, o Aperturansicht eines leicht korrodierten Gehäuses mit aufgewachsenen Diatomeen der Gattung *Cocconeis* (0-5 cm).

(m) *Ammonia* sp., Spiralseite mit zerbrochener letzter Kammer (360-365 cm).

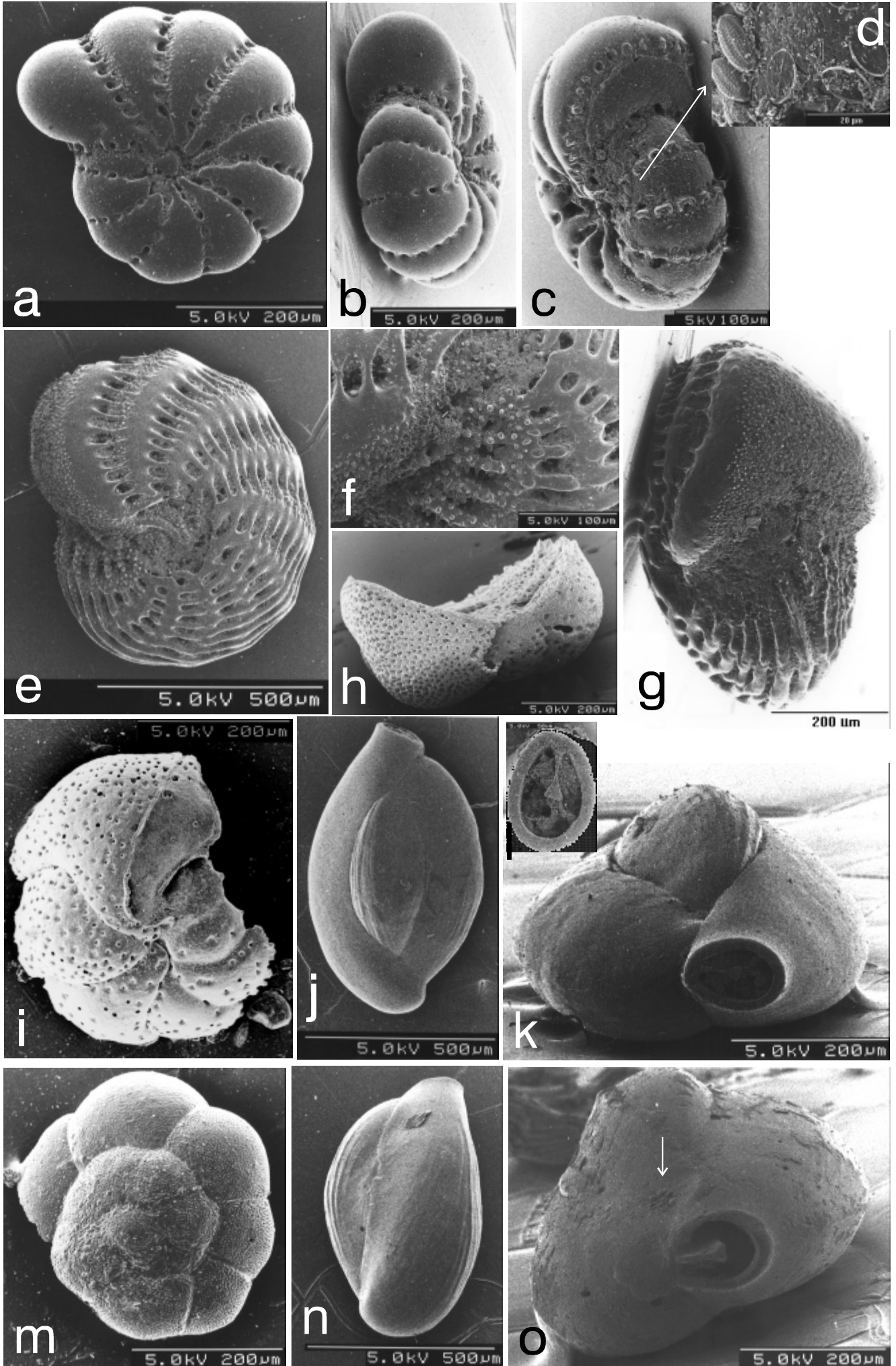


plate 11 Holozäne Diatomeen aus dem Harrington Sound (Kern HS-DH /B, Devil's Hole Basin). REM-Fotos.

(a, b, d) *Paralia sulcata*, 254 cm (a, b) und 379-380 cm (c)

(c) *Surirella fastuosa*, 479-480 cm

(e, g) *Biddulphia pulchella*, 439-440 cm

(f, h) *Diploneis?* sp., 79-80 cm (f) und 254 (h)

(i, j, k) *Triceratium balearicum*, 319-320 cm

(l, m, n) *Triceratium favus*, 79-80 cm

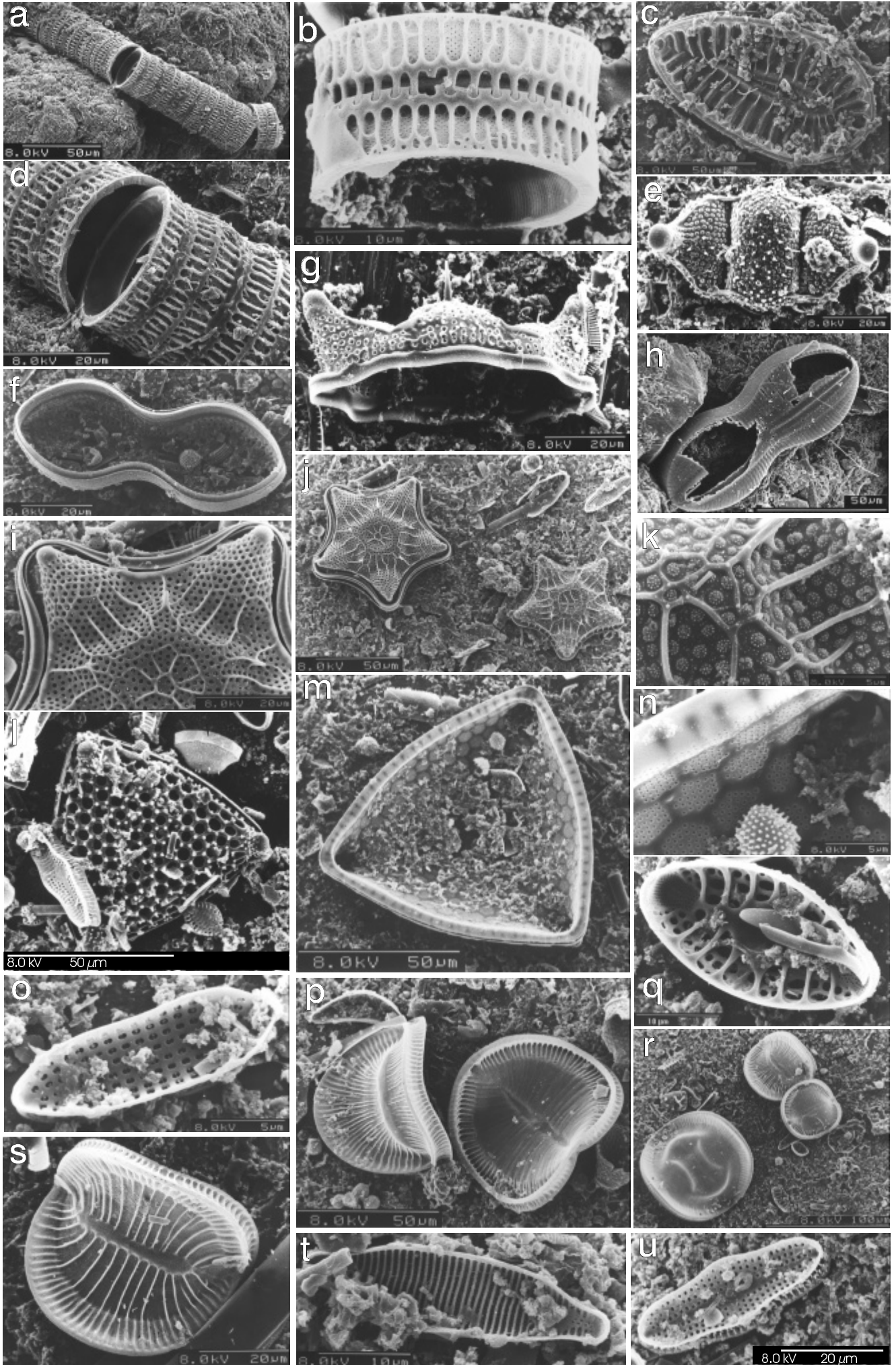
(o) *Rhaphoneis?* sp., 79-80 cm

(p, r, s) *Campylodiscus* sp., 79-80 cm (p, r) und 379-380 cm

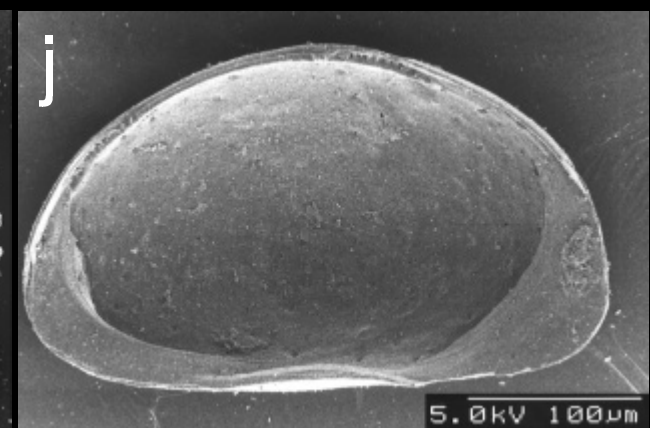
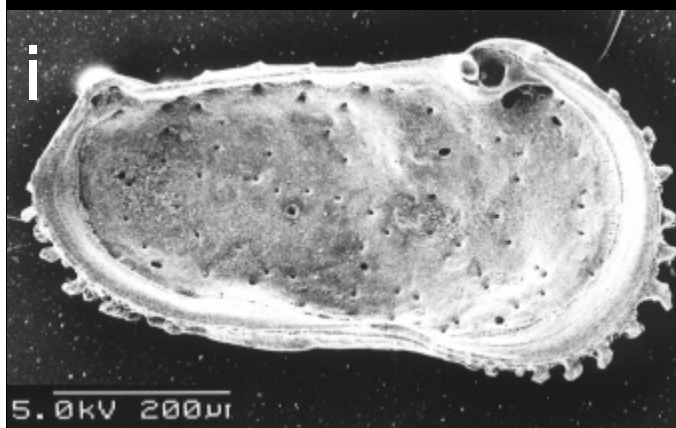
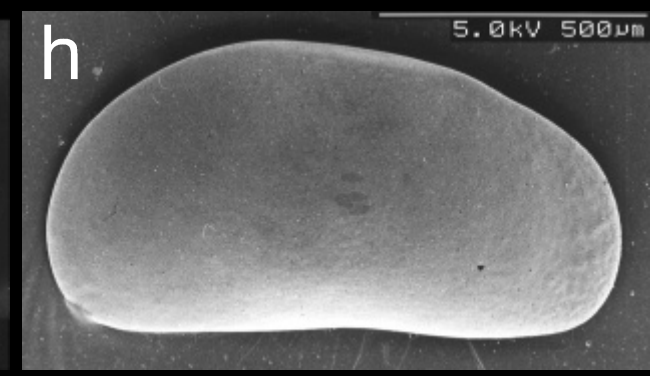
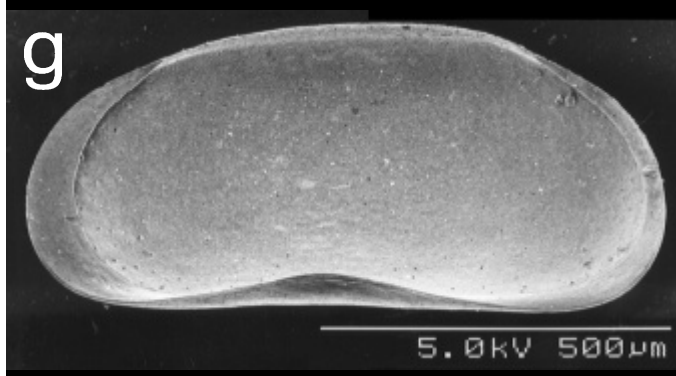
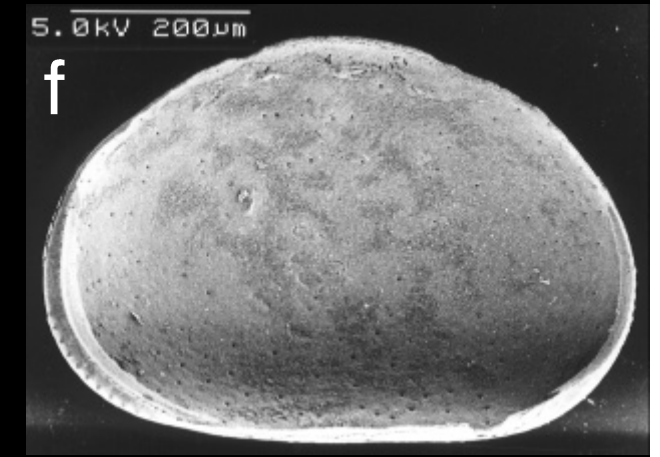
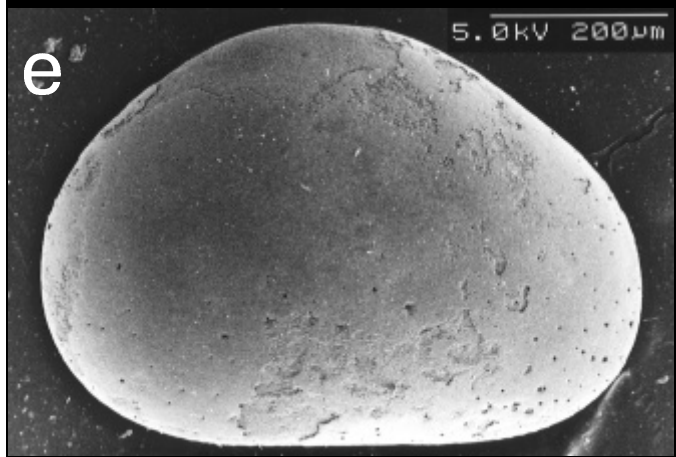
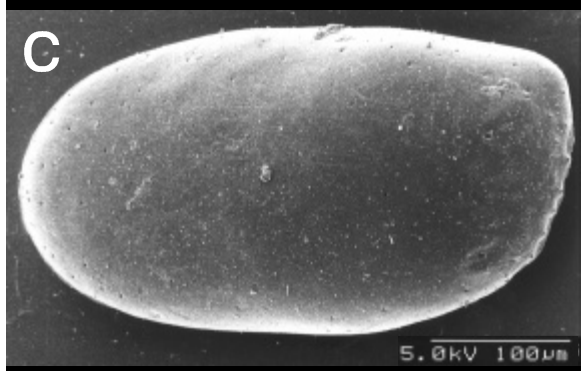
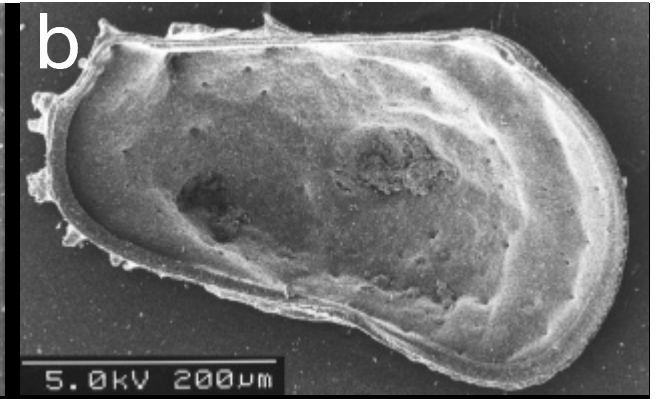
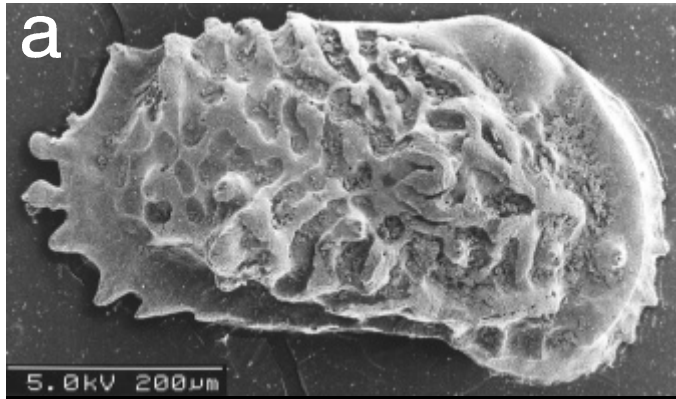
(q) *Glyphodesmis* sp., 79-80 cm

(t) *Dimeregrammopsis?* sp., 199-120 cm

(u, l) *Dimeregramma?* sp., 279-280 cm



- plate 12 Holozäne Ostracoden aus dem Harrington Sound (Kern HS-PB 01, Patton's Basin).
REM-Fotos.
- (a) *Puriana rugipunctata* (rK außen, 0-5 cm Kerntiefe)
 - (b) *Puriana rugipunctata* (Larve IK innen, 0-5 cm Kerntiefe)
 - (c) *Basslerites minutus* (IK außen, leicht gekippt, 0-5 cm Kerntiefe)
 - (d) *Basslerites minutus* (rK innen, 0-5 cm Kerntiefe)
 - (e) *Physocypria affinis* (rK außen, 560-565 cm Kerntiefe)
 - (f) *Physocypria affinis* (rK innen, 560-565 cm Kerntiefe)
 - (g) *Candona* cf. *annae* (rK innen, 560-565 cm Kerntiefe)
 - (h) *Candona* cf. *annae* (rK außen, 560-565 cm Kerntiefe)
 - (i) *Neocaudites* sp. (IK innen, 40-45 cm Kerntiefe)
 - (j) *Xestoleberis* sp. (IK innen, 0-5 cm Kerntiefe)



- plate 13 Karbonatische Fällungsprodukte und Kotpillen, Holozän Harrington Sound.
- (a, b)** röhrenförmige Calcitkrusten, auf der Oberfläche von Charophyceen-Ästchen gefällt, *Planorbis*-Fazies (a Übersicht, b Detail der Außenfläche, mit schlecht ausgebildeten Kristallflächen). Kern HS-PB 01, 476 - 480 cm.
- (c, d)** Unterseite einer Calcitkruste, *Planorbis*-Fazies (c mit Abdrücken von Blatt-Epidermis und lobenförmig vorwachsendem Krustenrand, d mit strahlenförmigen Aggregaten nadeliger Calcit-Kristalle). Kern HS-PB 01, 566-569 cm.
- (e, f)** Oberseite einer Calcitkruste (e blumenkohlartiger Wuchs, f Detail mit schlecht ausgebildeten Kristallflächen). Kern HS-PB 01, 566-569 cm.
- (g, h)** isolierte Calcitkristalle, stellenweise durch epitaxiales Wachstum vergrößert (g Übersicht, h Detail), helle Lage in der Laminit-Fazies. Kern HS-DH /B, 553,4 cm.
- (i)** isolierte Calcit-Rhomboeder und Bruchstück einer Ostracodenschale; helle Lage in der Laminit-Fazies. Kern HS-DH (02.10.80), 580 cm.
- (j)** Anhäufung von Kotpillen, *Argopecten*-Fazies. Kern HS-DH (02.10.80), 254 cm.

