

**Die Regeneration von Materialentnahmestellen in der
südwestlichen Ostsee unter besonderer Berücksichtigung
der rezenten Sedimentdynamik**

**Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
Kiel**

**vorgelegt von
Markus Diesing**

Kiel 2003

Kurzfassung

Marine Sand- und Kiesentnahmen gewinnen aufgrund einer insgesamt steigenden Nachfrage, Versorgungsengpässen an Land, verbesserter Abbautechniken auf See sowie Qualitäts-, Verfügbarkeits- und Transportvorteilen zunehmend an Bedeutung. Die Prozesse und Zeiträume der Regeneration von Materialentnahmestellen sowie mögliche negative Einflüsse auf den Küstensedimenthaushalt sind aber bis heute relativ unerforscht. Diesen Fragestellungen wird daher im Rahmen der vorliegenden Arbeit nachgegangen. Eine umfassende Bearbeitung dieser Themenkomplexe erfordert fundierte Kenntnisse über die rezente Sedimentdynamik der von der Materialentnahme betroffenen Küstenzonen. Die Untersuchungen sind in zwei unterschiedlich exponierten, für die südwestliche Ostseeküste typischen Gebieten (Graal-Müritz und Tromper Wiek) zwischen 1997 und 2001 durchgeführt worden. Die Daten wurden im Rahmen der Projekte „Baltic Sea System Study“ (EU-Förderkennzeichen MAS3-CT96-0058) und „Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee“ (BMBF-Förderkennzeichen 03KIS008) erhoben.

Zur Charakterisierung der morpho- und sedimentdynamischen Bereiche einer Küste wird in küstennormaler Richtung der obere und der untere Vorstrand vom sich seewärts anschließenden Schelf unterschieden. Die seewärtigen Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrandes liegen in der Tromper Wiek mit -4,5 mNN und -10 mNN in ähnlichen Tiefen, wie im Gebiet Graal-Müritz.

Obwohl Schubspannungsberechnungen sowie das Vorhandensein von frischen Oszillationsrippeln eine zumindest episodische und saisonal variierende Mobilisierung der Oberflächensedimente anzeigen, bleiben die Sedimentverteilungsmuster und Korngrößenverteilungen auf dem unteren Vorstrand beider Untersuchungsgebiete auf saisonalen Zeitskalen nahezu unverändert. Messbare Veränderungen der Morphologie konnten dagegen auf dem oberen Vorstrand der Tromper Wiek nachgewiesen und auf Energiedissipation durch brechende Wellen zurückgeführt werden. Für beide Untersuchungsgebiete wurden konzeptionelle Modelle des küstenparallelen und küstennormalen Sedimenttransportes entwickelt.

Der Abbau von sandigen Kiesen in der Lagerstätte Tromper Wiek 1 führt zur Ausbildung mehrerer Meter tiefer Entnahmetrichter. Überschüssiges und mitgeführtes sandiges Material wird wieder in die Wassersäule gegeben und bildet charakteristische Spillsandflächen am Meeresboden aus. Die Verfüllung der Entnahmetrichter erfolgt im Wesentlichen durch die Remobilisierung und den Transport dieser Spillsande. Der Zeitraum für eine Verfüllung der Entnahmestrukturen liegt im Bereich von Jahrzehnten und länger. Da das dominierende potentielle Verfüllungsmaterial nur begrenzt verfügbar ist, bleibt fraglich, inwieweit eine vollständige Verfüllung überhaupt erfolgen kann.

Der Abbau von Sanden in der Lagerstätte Tromper Wiek Ost führte zur Ausbildung von relativ flachen Furchen, die auch 12 Jahre nach der Materialentnahme noch deutlich erkennbar sind. Ursache hierfür ist die seltene Remobilisierung von Sediment in Wassertiefen um -20 mNN. Die für die Regeneration dieser Lagerstätte anzusetzenden Zeiträume liegen dem entsprechend im Bereich von Dekaden. Dem gegenüber sind die in der Lagerstätte Graal-Müritz 1 entstandenen Entnahmefurchen in Wassertiefen um -10 mNN bereits nach wenigen Monaten nahezu vollständig verfüllt.

Der Einfluss der Materialentnahmen ist auf den untersuchten Zeitskalen (Monate - Jahre) auf die unmittelbare Umgebung begrenzt. Längerfristig ist jedoch zumindest vor Graal-Müritz ein Einfluss der Materialentnahmen auf den Küstensedimenthaushalt nicht völlig auszuschließen, bedarf aber noch näherer Untersuchungen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnten.

Die Verwendung der seewärtigen Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrandes der jeweiligen Küstenabschnitte erlaubt eine verbesserte Vergleichbarkeit unterschiedlicher Ge-

bierte. Die Regenerationsgeschwindigkeit einer Materialentnahme wird maßgeblich durch die Lage der Entnahmestelle relativ zu den seewärtigen Begrenzungen des Vorstrandes, die Art und Verfügbarkeit des potentiellen Regenerationsmaterials und die Tiefe der Entnahmestruktur bestimmt. Tiefe Entnahmetrichter implizieren nicht nur lange Verfüllungszeiträume; oftmals sind auch Materialänderungen beobachtbar und eine Regeneration der Lagerstätte im eigentlichen Sinne ist nicht möglich, wenn fossile, nicht erneuerbare Sedimente abgebaut werden. Generell steht man immer vor dem Problem, dass eine Entnahme außerhalb des Vorstrandes einer Küste lange Regenerationszeiträume impliziert, während Entnahmen auf dem Vorstrand zwar rasch regenerierbar sind, aber negative Auswirkungen auf das Sedimentbudget haben können.

Abstract

Marine sand and gravel extractions increasingly gain significance due to an overall growing demand, supply shortages of land-based aggregates, improved mining technologies and advantages with respect to quality, availability and transport. Processes and time scales of the regeneration of aggregate extraction sites as well as possible negative influences on the coastal sediment budget are nevertheless relatively unknown to date. Therefore, these questions will be addressed in this thesis. A comprehensive examination of these topics requires profound knowledge about the recent sediment dynamics within the coastal zones, which are affected by aggregate extraction. The investigations were conducted between 1997 and 2001 in two differently exposed research areas (Graal-Müritz and Tromper Wiek), which are typical for the south-western Baltic Sea coast. The data were collected within the research projects "Baltic Sea System Study" (EU-grant MAS3-CT96-0058) and "Regeneration of aggregate extraction sites in the North and Baltic Seas" (BMBF-grant 03KIS008).

The coastal zone in the cross-shore direction is partitioned into an upper and lower shoreface divided from the seaward-lying continental shelf, characterising regions with different morphodynamics and sediment dynamics. The seaward limits of the upper and lower shoreface in Tromper Wiek are located 4.5 and 10 m below sea level (bsl), and similar values were obtained for Graal-Müritz.

Although sheer stress calculations and the presence of fresh oscillation ripples point to an at least episodic and seasonally varying mobilisation of surficial sediments, sediment distribution patterns and grain size distributions remain almost unaltered on the lower shoreface of both research areas at seasonal time-scales. Measurable morphological changes were proved on the upper shoreface of Tromper Wiek and are attributed to energy dissipation caused by breaking waves. For both research areas, conceptual models of longshore and cross-shore sediment transport were developed.

The extraction of sandy gravel within the extraction site Tromper Wiek 1 effects the formation of extraction funnels several meters deep. Excess sandy material is spilt into the water column after extraction, forming characteristic areas of spilt sand on the seafloor. The re-filling of the extraction funnels results mainly from re-mobilisation and transport of this spilt sand. The time span needed for re-filling of the extraction funnels lies in the range of decades or longer. Whether complete re-filling will occur remains questionable, as the availability of the dominant potential material needed for re-filling is limited.

The sand extraction within the extraction site Tromper Wiek Ost leads to the formation of relatively shallow furrows, which are clearly visible even 12 years after mining. The reason for this is an infrequent re-mobilisation of sediment in water depths around 20 m bsl. The time scales to be assessed for the regeneration of this extraction site lie therefore in the range

of decades. On the other hand, an almost complete re-filling of extraction furrows in water depth 10 m bsl within the site Graal-Müritz 1 took place within a few months.

The influence of aggregate extractions is limited to the immediate vicinity at the observed time scales (months - years). On the longer-term, at least at the Graal-Müritz site an influence of the extractions on the coastal sediment budget cannot completely ruled out. Further investigations, which could not be performed within this thesis, are necessary, here.

An improved comparability of different sites is achieved by applying the seaward limits of the upper and lower shoreface of the respective coastal zones. The position of the extraction site in relation to the seaward limits of the shoreface, the character and availability of the potential material for regeneration and the depth of the extraction significantly determine the velocity of regeneration. Deep extraction funnels not only imply long time spans of regeneration. Alterations of the deposited material are often evident and regeneration in a strict sense is not possible if fossil, non-renewable sediments are extracted. The fundamental problem is, that aggregate extraction seaward of the shoreface implies long time spans of regeneration, while extractions on the shoreface can be re-generated quite fast. Nevertheless, there is a potential of negative effects on the sediment budget.

Inhalt

Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	VI
1. Einleitung	1
1.1 Zielsetzung	2
1.2 Untersuchungsgebiete	3
2. Stand der Forschung	6
2.1 Allgemeine Rahmenbedingungen	6
2.1.1 Geologische Entwicklung seit dem Spätglazial	6
2.1.2 Hydrodynamik	8
2.1.3 Dynamik sandiger Brandungsküsten	21
2.2 Gebietsspezifische Rahmenbedingungen - Tromper Wiek	25
2.2.1 Geologischer Aufbau und Entwicklung	25
2.2.2 Hydrodynamische Verhältnisse	28
2.2.3 Sedimentologische Verhältnisse	30
2.3 Gebietsspezifische Rahmenbedingungen - Graal-Müritz	31
2.3.1 Geologischer Aufbau und Entwicklung	31
2.3.2 Hydrodynamische Verhältnisse	33
2.3.3 Sedimentologische Verhältnisse und Sedimentdynamik	34
2.4 Materialentnahme	35
2.4.1 Tromper Wiek	38
2.4.2 Graal-Müritz	38
3. Methodik	40
3.1 Schiffsgestützte Methoden	40
3.1.1 Navigation	40
3.1.2 Echolot	40
3.1.3 Seitensicht-Sonar	40
3.1.4 Flachseismik (Boomer)	44
3.1.5 Backengreifer	46
3.1.6 Vibrohammer-Kerngerät	46
3.2 Tauchergestützte Methoden	46
3.2.1 Kurzkerne	46
3.2.2 Tracersande	46
3.2.3 Tracerstifte	47
3.3 Labormethoden	48
3.3.1 Trockensiebanalyse	48
3.3.2 Karbonatmessungen	49
3.4 Hydrologische Methoden	49
3.4.1 Seegangsmessungen	49
3.4.2 Strömungsmessungen	50
4. Ergebnisse - Tromper Wiek	51
4.1 Geologischer Aufbau	51
4.1.1 Morphologie des Vorstrand	51
4.1.2 Sedimente des Vorstrand	53
4.1.3 Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande	58
4.2 Rezente Sedimentdynamik	59
4.2.1 Hydrodynamik	59

4.2.2 Seewärtige Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrandes	64
4.2.3 Sedimentumlagerung im oberen Vorstrand	64
4.2.4 Saisonale Variabilität von Sedimentverteilungsmustern im unteren Vorstrand	71
4.2.5 Saisonale Variabilität von Korngrößenverteilungen	73
4.3 Regeneration von Materialentnahmestellen	75
4.3.1 Veränderungen von Sedimentverteilungsmustern	75
4.3.2 Remobilisierung von Sediment	84
4.3.3 Sedimentationsprozesse in den Entnahmestrukturen	90
5. Ergebnisse - Graal Müritz	103
5.1 Geologischer Aufbau	103
5.1.1 Morphologie des Vorstrandes	103
5.1.2 Sedimente des Vorstrandes	104
5.2 Rezente Sedimentdynamik	106
5.2.1 Hydrodynamik	106
5.2.2 Saisonale Variabilität von Sedimentverteilungsmustern	110
5.2.3 Saisonale Variabilität von Korngrößenverteilungen	111
5.3 Regeneration von Materialentnahmestellen	113
5.3.1 Veränderungen von Sedimentverteilungsmustern	113
5.3.2 Remobilisierung von Sediment	117
6. Interpretation	120
6.1 Rezente Sedimentdynamik	120
6.1.1 Vorstrandzonierung	120
6.1.2 Saisonale Variabilität	124
6.1.3 Sedimenttransport	126
6.2 Regeneration von Materialentnahmestellen	132
6.2.1 Regenerationsprozesse	132
6.2.2 Zeiträume der Regeneration	134
6.2.3 Einfluss auf umliegende Gebiete und Sedimenttransportsysteme	137
6.2.4 Vergleich mit anderen Entnahmegebieten	140
7. Schlussfolgerungen	143
8. Danksagung	145
9. Arbeitsgrundlagen	147
10. Literatur	149
Anhang: Karten	<i>Fehler! Textmarke nicht definiert.</i>

Abbildungsverzeichnis

<i>Abbildung 1: Lage der Untersuchungsgebiete Tromper Wiek (TW) und Graal-Müritz (GM) in der südwestlichen Ostsee (Bathymetrie nach SEIFERT & KAYSER, 1995).</i>	4
<i>Abbildung 2: Die Entwicklungsphasen der Ostsee im Spät- und Postglazial (aus ERONEN et al., 2001).</i>	6
<i>Abbildung 3: Oberflächenwellen a) Einteilung der Wellen in unterschiedliche Klassen in Abhängigkeit von der Frequenz bzw. Periode, b) Definition von Wellenparametern (aus WOODROFFE, 2003).</i>	10
<i>Abbildung 4: a) Beispiel einer Wellenaufzeichnung mit Definition der Wellenhöhe und Periode, b) Häufigkeitsverteilung von gemessenen Wellenhöhen, c) Wellenspektrum mit Definition der Peakperiode (aus WOODROFFE, 2003 nach SUNAMURA, 1992, verändert).</i>	11
<i>Abbildung 5: Wassertiefenabhängige Transformationen („shoaling“) von Wellenparametern (aus KOMAR, 1998).</i>	13
<i>Abbildung 6: Modell der küstennahen Wassermassenzirkulation (aus SCHWARZER, 1996 nach SHEPARD & INMAN, 1951, verändert).</i>	16
<i>Abbildung 7: Beispiel für Geschwindigkeitsprofile in der bodennahen oszillierenden Grenzschicht über eine halbe Wellenperiode. In diesem Beispiel ist $u_{0max} = 120$ cm/s und $T = 12$ s (aus WIBERG & HARRIS, 1994, verändert).</i>	18
<i>Abbildung 8: Bewegungsbeginn von Sediment durch Wellen (aus AAGAARD & MASSELINK, 1999, nach VAN RIJN, 1993).</i>	20
<i>Abbildung 9: Küstennormale Zonierung des Vorstrandes nach COWELL et al. (1999). Die Kurve im unteren Bereich zeigt schematisch die von den betrachteten Zeitskalen abhängige räumliche Ausdehnung des Vorstrandes (shoreface).</i>	21
<i>Abbildung 10: Seismostratigraphische Einheiten in der Tromper Wiek auf der Grundlage eines interpretierten Boomer-Profiles nach LEMKE et al. (1998). E1 - Till, E2 - spätglaziale glaziolakustrine Sedimente, E3a - Sedimente der finalen Transgression des Baltischen Eisstausees, E3b - fluviatile oder Küstensedimente der Yoldia-Phase, E4 - Sedimente des Ancylussees, E5 - litorina- bis postlitorinazeitliche Schlicke</i>	26
<i>Abbildung 11: Relative Meeresspiegelveränderungen (1) in der Tromper Wiek nach SCHUMACHER & BAYERL (1997), (2) an der vorpommerschen Küste nach KLIEWE & JANKE (1982), (3) in der Mecklenburger Bucht sowie (4) im Arkonabecken nach BENNIKE & JENSEN (1998). Nach HUSEIN (2001, verändert).</i>	27
<i>Abbildung 12: Mittlere jährliche Seegangsenergieverteilung im Bereich der deutschen Ostseeküste nach KOLAX & HUPFER (1999, verändert). TW - Tromper Wiek, GM - Graal-Müritz.</i>	29
<i>Abbildung 13: Seismostratigraphische Einheiten vor Graal-Müritz auf der Grundlage eines interpretierten Boomer-Profiles nach HUSEIN (2001). E1a, b, c - Tills, E2 - spätglaziale Sedimente aus der Zeit des frühen Baltischen Eisstausees, E3 - spätglaziale Sedimente aus der Zeit des späten Baltischen Eisstausees, E4 - frühholozäne Süßwasserbildungen, E5 - litorina- bis postlitorinazeitliche Sedimente.</i>	32
<i>Abbildung 14: Unterschiedliche Abbaumethoden der marinen Materialentnahme: A - Stechrohrbagger und B - Schleppkopfbagger (aus HELCOM, 1999).</i>	35
<i>Abbildung 15: Jährliche Fördermengen von sandigen Kiesen in der Lagerstätte Tromper Wiek 1 und Sanden in der Lagerstätte Tromper Wiek Ost. Daten vom Bergamt Stralsund (Sand) und der Fa. Müsing (Kies).</i>	39
<i>Abbildung 16: Jährliche Fördermengen von Sanden in der Lagerstätte Graal-Müritz 1. Daten vom StAUN Rostock.</i>	39
<i>Abbildung 17: Prinzip des Seitensicht-Sonar-Systems: a - Wasseroberfläche, b - Meeresboden, c - Sonographie, T_0 - Ausgangsimpulse, T_1 bis T_5 - Zeitmarken (gleichzeitig Skalenlinien), S_h - akustischer Schatten, F_1 und F_2 - Fischschwärme, d - Auflösung am Boden, h_w - Abstand Wasseroberfläche - Schwinger, h_b - Abstand Schwinger - Boden (aus NEWTON et al., 1973).</i>	41
<i>Abbildung 18: Das Prinzip der slant-range distortion (aus FISH & CARR, 1990). Nähere Erläuterungen im Text.</i>	43
<i>Abbildung 19: Funktionsprinzip des Boomers. K - Katamaran, H - Hydrophon, W_o - Wasseroberfläche, R_0 - R_2 - Reflektoren, K_s - Kielwasser (aus ALTENKIRCH & EIBEN, 1979).</i>	44
<i>Abbildung 20: Die Methodik der Tracerstiftmessungen: Die rechte Bildhälfte zeigt einen Kurzkern mit Tracerstiftrest. Auf der linken Seite ist die Berechnung der Umlagerungswerte erläutert.</i>	48
<i>Abbildung 21: Gegenüberstellung verschiedener Korngrößenmaße.</i>	49
<i>Abbildung 22: Übersicht von hydroakustischen Messprofilen, Greiferstationen und Kernstationen in der Tromper Wiek.</i>	51
<i>Abbildung 23: Bathymetrische Verhältnisse in der Tromper Wiek auf der Grundlage von Echolotdaten.</i>	52
<i>Abbildung 24: Sedimentverteilungsmuster in der Tromper Wiek auf der Basis von Seitensichtsonar-Vermessungen.</i>	54
<i>Abbildung 25: Silt-Ton-Gehalte ($< 63 \mu\text{m}$) der Oberflächensedimente in der Tromper Wiek in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Deutlich zu erkennen ist der sprunghafte Anstieg in ca. 15 m Wassertiefe.</i>	55

Abbildung 26: Sonographie des Meeresbodens vor der Schaabe in ca. 10 m Wassertiefe: 1 - Feinsand, 2 - Küstennormal orientierte Grobsandstreifen mit Oszillationsrippeln von ca. 0,5 und 1 m Kammabstand, 3 - Kiese.	56
Abbildung 27: Morphologische und sedimentologische Verhältnisse entlang des Profils Dünenhaus.	57
Abbildung 28: Morphologische und sedimentologische Verhältnisse entlang des Profils Mitte.	57
Abbildung 29: A - Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande in Abhängigkeit von der Wassertiefe. B - Die rezenten, marinen Sande erreichen nur küstennah Mächtigkeiten, die eine Auflösung mit dem Boomer-System erlauben. C - Rezente, marine Sande über lagunären Sedimenten des Baltischen Eisstausees in einem Vibrokern.	58
Abbildung 30: Lage des Beprobungsprofils Dünenhaus (mit Stationsnummern) und des Monitoringgebiets Dünenhaus in der Tromper Wiek. Inset: Lage der Stationen für Umlagerungsmessungen am landwärtigen Ende des Profils Dünenhaus.	60
Abbildung 31: Seegangsklima in der Tromper Wiek gemessen an der Station TWS (Wassertiefe: -25 mNN) zwischen dem 22.03.2000 und dem 01.06.2001: A - signifikante Wellenhöhen; B - Nulldurchgangsperioden.	61
Abbildung 32: Richtungsverteilung der signifikanten Wellenhöhen an der Station TWS. Aufgrund der Küstenkonfiguration dominieren nördlich bis östliche Richtungen. Dies gilt vor allem für signifikante Wellenhöhen über 1 m.	63
Abbildung 33: Jährliche Umlagerungswerte für den Zeitraum 26.03.1998 - 17.03.1999 auf der Basis von Umlagerungsmessungen.	66
Abbildung 34: Jährliche Umlagerungswerte und Polynomannpassungen zur Berechnung von Volumina.	67
Abbildung 35: Durchschnittliche Werte der Energiedissipation, des Verhältnis der brechenden Wellen und der root-mean-square-Wellenhöhe in Abhängigkeit von der Uferentfernung für die fünf Untersuchungszeiträume der Umlagerungsmessungen: 1 - Winter 98, 2 - Frühling 98, 3 - Sommer 98, 4 - Herbst 98, 5 - Winter 98/99 (vgl. Tabelle 3)	68
Abbildung 36: Korrelation zwischen Sedimentumsatz und mittlerer Energiedissipation.	70
Abbildung 37: Korrelation zwischen Erosion und mittleren Verhältnis der brechenden Wellen.	70
Abbildung 38: Monitoringgebiet Dünenhaus: Sedimentverteilungsmuster auf der Grundlage von Seitensichtsonar-Vermessungen.	72
Abbildung 39: Zeitliche Variabilität von Korngrößenverteilungen an den Stationen 1 - 9 des Beprobungsprofils Dünenhaus.	74
Abbildung 40: Untersuchungsgebiet, Monitoringgebiete und Lage der hydrologischen Messstationen in der Tromper Wiek im Rahmen der Untersuchungen zur Materialentnahme.	75
Abbildung 41: Mosaik aus dem Bereich der Materialentnahmestellen Tromper Wiek 1 und Tromper Wiek Ost.	77
Abbildung 42: Kiesentnahmestelle Tromper Wiek 1: 1 - älterer Entnahmetrichter, 2 - jüngerer Entnahmetrichter.	79
Abbildung 43: Mosaikausschnitt aus der Kiesentnahmestelle Tromper Wiek 1: 1 - ungestörte Kiesfläche, 2 - Feinsand (sedimentiertes, gespilltes Material), 3 - Entnahmetrichter, 4 - Grobsand (sedimentiertes, gespilltes Material) in eng umgrenzten Flächen.	80
Abbildung 44: Veränderungen der Spillsandflächen zwischen Mai 2000 und Juni 2001. Veränderungen der Spillsandflächen treten vor allem zwischen dem 10.12.2000 und den 12.06.2001 (im Winterhalbjahr) auf. Zwischen dem 25.05.2000 und dem 10.12.2000 (Sommerhalbjahr) bleiben die Veränderungen gering.	81
Abbildung 45: Sandentnahmestelle Tromper Wiek Ost: In der linken, oberen Ecke sind Kiese bis ca. -17 mNN Wassertiefe erkennbar. Grobsande streichen entlang eines Unterwasserhanges in ca. -20 mNN Wassertiefe aus. 1 - alte Entnahmespuren von 1989, 2 - frische Entnahmespuren vom Herbst 2000.	82
Abbildung 46: Sandentnahmestelle Tromper Wiek Ost: 1 - alte Entnahmespuren von 1989, 2 - frische Entnahmespuren vom Herbst 2000.	83
Abbildung 47: Veränderungen der Sedimentverteilungsmuster zwischen Dezember 1999 und Mai 2000 im Bereich der Entnahmestelle Tromper Wiek Ost.	84
Abbildung 48: Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhen (H_s) und maximalen Orbitalgeschwindigkeiten (u_{0max}) and der Station TWS und im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters (TW4, TW7 und TW8). Eine deutlich ausgeprägte Saisonalität mit erhöhten signifikanten Wellenhöhen und Orbitalgeschwindigkeiten während der Frühjahrs-Phasen (1 und 5) ist deutlich sichtbar.	85
Abbildung 49: Korrelation zwischen den signifikanten Wellenhöhen an der Station TWS und am jüngeren Entnahmetrichter.	86
Abbildung 50: Zeitreihen von Seegangs- und Strömungsparametern sowie der Schubspannungen im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters (TW8).	87
Abbildung 51: Zeitreihe der seegangsinduzierten Schubspannungen im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters für den gesamten hydrologischen Messzeitraum. Die kritischen Schubspannungen für die Remobilisierung der Spillsande werden relativ häufig überschritten (ca. 9,4 % der Zeit), die zur Mobilisierung des gesamten Kornspektrums benötigten dagegen nur ein Mal am 19.03.2001.	88

Abbildung 52: Korrelation zwischen den seegangsinduzierten Schubspannungen am jüngeren Entnahmetrichter und an der Station TWS (a) bzw. an der Station TWO(b).	89
Abbildung 53: Zeitreihe der seegangsinduzierten Schubspannungen (τ_w) für die Position TWO im Bereich der Lagerstätte Tromper Wiek Ost für den gesamten hydrologischen Messzeitraum.	90
Abbildung 54: Lage der Beprobungsstationen und zeitliche Veränderungen der Korngrößenverteilungen im Bereich des älteren Entnahmetrichters.	91
Abbildung 55: Zeitliche Veränderungen der durchschnittlichen Korngrößenverteilung der Spillsande im Bereich des älteren Entnahmetrichters. Erkennbar ist eine Vergrößerung des Sediments.	92
Abbildung 56: Kern TW06/01-K1: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.	93
Abbildung 57: Kern TW06/01-K3: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.	94
Abbildung 58: Lage der Beprobungsstationen und zeitliche Veränderungen der Korngrößenverteilungen im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters.	95
Abbildung 59: Zeitliche Veränderungen der durchschnittlichen Korngrößenverteilung der Spillsande im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters. Erkennbar ist eine Vergrößerung des Sediments.	96
Abbildung 60: Kern TW06/01-K4: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.	97
Abbildung 61: Kern TW06/01-K5: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.	98
Abbildung 62: Kern TW06/01-K6: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.	99
Abbildung 63: Fotografische Aufnahme von Kern VC 2047 (BSH).	101
Abbildung 64: Fotografische Aufnahme von Kern VC 2060 (BSH).	102
Abbildung 65: Übersicht von hydroakustischen Messprofilen, Greiferstationen und Kernstationen vor Graal-Müritz.	103
Abbildung 66: Küstennormale bathymetrische Profile vor Graal-Müritz. Die Lage der Profile ist aus Abbildung 65 ersichtlich.	104
Abbildung 67: Bathymetrische Verhältnisse vor Graal-Müritz.	105
Abbildung 68: Sedimentverteilungsmuster vor Graal-Müritz. In etwa N-S-verlaufende Riesenrippeln machen sich durch das Ausstreichen groben Sediments in den Rippeltälern in der Sonographie bemerkbar. 1 - Unterwasserhang, 2 - Küstennormale Rinne.	106
Abbildung 69: Lage des Beprobungsprofils Mitte (mit Stationsnummern) und des Monitoringgebietes vor Graal-Müritz.	107
Abbildung 70: Seegangsklima vor Graal-Müritz gemessen an der Station GM1 zwischen dem 20.03.2000 und dem 03.06.2000: A - signifikante Wellenhöhen; B - Nulldurchgangsperioden.	108
Abbildung 71: Verhältnis zwischen Strömungsrichtung und -geschwindigkeit vor Graal-Müritz. Inset: Häufigkeitsverteilung der Strömungsrichtungen.	109
Abbildung 72: Vergleich von Mosaikausschnitten zwischen (A) August und Dezember 1999 sowie (B) Dezember 2000 und Juni 2001. Die Lage der Vergleichsflächen ist aus Abbildung 68 ersichtlich.	111
Abbildung 73: Zeitliche Variabilität von Korngrößenverteilungen an den Stationen 1 - 6 des Beprobungsprofils Mitte.	112
Abbildung 74: Untersuchungsgebiet und Lage der hydrologischen Messstationen vor Graal-Müritz im Rahmen der Untersuchungen zur Materialentnahme.	114
Abbildung 75: Mosaik aus dem Bereich der Lagerstätte Graal-Müritz 1.	115
Abbildung 76: Zeitliche Veränderungen der von Materialentnahmen betroffenen Bereiche der Lagerstätte Graal-Müritz 1. Die Lage der Vergleichsflächen ist aus Abbildung 75 ersichtlich.	116
Abbildung 77: Zeitreihen von Seegangs- und Strömungsparametern an der Station GM1.	118
Abbildung 78: Zeitreihe der seegangs- (τ_w) und strömungsinduzierten Schubspannungen (τ_c) an der Station GM1.	119
Abbildung 79: Beispiel für die Variabilität der Wellenbasis zwischen dem 01.04. und 01.05.2001.	123
Abbildung 80: Modellierter küstenparalleler Sedimenttransport in der Tromper Wiek (M. Larson, Univ. Lund).	128
Abbildung 81: Reaktion eines Küstensystems auf eine kurzzeitige Störung (aus WOODROFFE, 2003).	136
Abbildung 82: Lage der Entnahmestellen von 6 Lagerstätten relativ zur Vorstrandzonierung.	139

Tabellenverzeichnis

<i>Tabelle 1: Statistische Wellendaten für den Zeitraum 04.02.1998 - 17.03.1999 in der Tromper Wiek in einer Wassertiefe von -13 mNN.....</i>	<i>60</i>
<i>Tabelle 2: Seegangsstatistik für die Position TWS (Wassertiefe: -25 mNN) vom 22.03.2000 - 01.06.2001 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001).....</i>	<i>62</i>
<i>Tabelle 3: Strömungsstatistik für die Stationen TW1 - TW3 vom 21.03. - 06.06.2000 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001).....</i>	<i>63</i>
<i>Tabelle 4: Berechnete Werte der closure depth h_c und der aktiven Tiefe h_i für den Zeitraum 04.02.1998 - 17.03.1999 in der Tromper Wiek.....</i>	<i>64</i>
<i>Tabelle 5: Saisonale und jährliche Werte für Erosion (E), Akkumulation (A), Sedimentbilanz (B) und Sedimentumsatz (T) im oberen Vorstrand der Tromper Wiek.....</i>	<i>65</i>
<i>Tabelle 6: Korrelation zwischen modellierten Seegangsparemtern und Umlagerungswerten im oberen Vorstrand. Die Zahl der Wertepaare beträgt $n = 20$. Fett gedruckte Korrelationskoeffizienten zeigen signifikante Korrelationen mit mehr als 99 % Wahrscheinlichkeit an.</i>	<i>69</i>
<i>Tabelle 7: Sinkgeschwindigkeiten und -zeiten für unterschiedliche Korngrößenbereiche bei einer angenommenen Wassertiefe von $h = 10$ m. Berechnung nach Gleichung 4.1.3.3.-9 aus ZANKE (1982) für Quarzkörner in Süßwasser mit einer Temperatur von 20 °C.....</i>	<i>76</i>
<i>Tabelle 8: Durchschnittliche Karbonatgehalte in den gespillten Sanden und den natürlichen Oberflächensedimenten (siltige Feinsande) der Tromper Wiek.....</i>	<i>92</i>
<i>Tabelle 9: Charakteristik von Starkwindereignissen während des Untersuchungszeitraumes (vorwiegend nach Daten des Klimainformationssystems „KLIS“ des Deutschen Wetterdienstes.</i>	<i>107</i>
<i>Tabelle 10: Seegangsstatistik für die Position GM1 (Wassertiefe: -7,2 mNN) vom 20.03. - 05.06.2000 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001).....</i>	<i>109</i>
<i>Tabelle 11: Strömungsstatistik für die Position GM1 (Wassertiefe: -7,2 mNN) vom 20.03. - 03.06.2000 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001).....</i>	<i>110</i>
<i>Tabelle 12: Charakteristische Größen von sechs Materialentnahmestellen im Vergleich.</i>	<i>141</i>

1. Einleitung

Sand und Kies stellen begehrte Rohstoffe für die Baustoffindustrie und für Küstenschutzmaßnahmen dar. Aufgrund eines gestiegenen Bedarfs an diesen Rohstoffen und aufgrund von Engpässen auf dem Festland aus raumplanerischen und umweltpolitischen Gründen ist in den vergangenen Jahren das Interesse an marinen Sand- und Kiesvorkommen deutlich gewachsen. Darüber hinaus führten verbesserte Abbautechniken auf See sowie Qualitäts-, Verfügbarkeits- und Transportvorteile mariner Rohstoffe zu einer Steigerung der Fördermengen während der letzten Jahre (HELCOM, 1999).

Es ist davon auszugehen, dass in naher Zukunft der Bedarf an Sand und Kies bedingt durch Großbauprojekte wie den Ausbau der Autobahn A20 und die allgemein zunehmende Urbanisierung der Küstenzone steigen wird. Darüber hinaus befindet sich ein Großteil der Küsten im Rückgang, der durch einen zu erwartenden Meeresspiegelanstieg möglicherweise noch beschleunigt wird. Zunehmend eingesetzte „sanfte“ Küstenschutzmaßnahmen wie Strandaufspülungen lassen auch hier eine Steigerung des Bedarfs an Sand erwarten. Extreme Ereignisse können darüber hinaus eine kurzfristig drastisch ansteigende Nachfrage verursachen. So führte die Sturmflut vom 3./4. November 1995 an der deutschen Ostseeküste zu einem sprunghaften Anstieg der Fördermengen von Sand in den nachfolgenden zwei Jahren (SORGE & HINZ, 2000).

Die marine Sand- und Kiesentnahme steht jedoch zunehmend mit anderen Nutzungen (z.B. Fischerei, Offshore-Windparks, Schutzgebiete, militärische Nutzungen, Schifffahrtswege, Seekabel und Rohrleitungen¹) im Konflikt und kann negative Auswirkungen auf die Meeresumwelt und den Küstenschutz haben (HELCOM, 1999). Ein bedeutender Teil der ökonomisch interessanten marinen Sand- und Kiesablagerungen vor der mecklenburg-vorpommerschen Küste ist in Wassertiefen zwischen -6 und -20 mNN lokalisiert (KRAUSE et al., 1996). Die potentiellen Rohstoffe liegen damit zumindest teilweise innerhalb der Küstenzone, die durch vergleichsweise intensive Sedimenttransportprozesse in küstennormaler und küstenparalleler Richtung gekennzeichnet ist. Eine signifikante Sedimententnahme im Bereich der Küstenzone kann prinzipiell negative Auswirkungen auf den Sedimenthaushalt des betroffenen Küstenabschnittes haben und zur Erosion der Küste führen (HYDRAULICS RESEARCH, 1977 in NIELSEN et al., 1991). Um solche möglichen negativen Auswirkungen auf einen Küstenabschnitt erken-

¹ Zur Nutzung von Nord- und Ostsee vgl. CONTIS (Continental Shelf Information System) des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie
<http://www.bsh.de/de/Meeresnutzung/Wirtschaft/CONTIS-Informationssystem/index.jsp>

nen oder voraussagen zu können, sind fundierte Kenntnisse über die Sedimentdynamik und den Sedimenthaushalt der Küste von entscheidender Bedeutung.

1.1 Zielsetzung

Während die Auswirkungen der Materialentnahme auf die marine Flora und Fauna und insbesondere auf die Fischerei seit den 1970er Jahren ein wachsendes Interesse fanden, sind Untersuchungen bezüglich der Auswirkungen auf Sedimentdynamik und Sedimenthaushalt von Küstengebieten, die durch Entnahmetätigkeiten betroffen sind, relativ unerforscht. Ziel dieser Arbeit ist daher die Identifizierung und Bewertung sedimentologischer Prozesse bei der natürlichen Regeneration von Materialentnahmestellen unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Hydro-, Sediment- und Morphodynamik.

Zu diesem Zwecke wird in einem ersten Schritt die rezente Sedimentdynamik in den Untersuchungsgebieten charakterisiert. Dies ist erforderlich, um die im nachfolgenden Schritt untersuchten Prozesse der Regeneration in eine Beziehung zur natürlichen Sedimentdynamik zu stellen. Dazu wird die saisonale Variabilität der Vorstrandsedimente ermittelt und mit hydrodynamischen Steuerungsfaktoren in Beziehung gesetzt.

Die Bestimmung der Wassertiefe, bis zu der (signifikante) sedimentologische und morphologische Änderungen des Vorstrandes statt finden, ist für Betrachtungen von Sedimentdynamik und -haushalt einer Küste von großer Bedeutung. Darüber hinaus erleichtert die Kenntnis dieser Grenzwassertiefen die Vergleichbarkeit zwischen unterschiedlichen Gebieten. Eine sichere Methode zur Bestimmung der Grenzwassertiefen ist aber bis heute nicht verfügbar. Aufgrund der oben erwähnten Bedeutung soll eine möglichst genaue Bestimmung unter Anwendung unterschiedlicher methodischer Ansätze erfolgen.

Eine weiterer wichtiger Schlüssel zum Verständnis der Sedimentdynamik eines Küstenabschnitts ist die Mächtigkeit der rezenten, marinen Sedimente. Unter diesem Terminus sind die oberflächlich am Meeresboden anstehenden Sande, die seit dem Einsetzen der Litorinatransgression auf dem Meeresboden der Ostsee durch Aufarbeitung des Untergrundes akkumuliert wurden, zu verstehen. Unterhalb der rezenten, marinen Sande lagern - oft von diesen durch ein Transgressionskonglomerat getrennt - prälorinazeitliche Sedimente pleistozänen oder frühholozänen Alters. Die rezenten, marinen Sande stehen für rezente sediment- und morphodynamische Prozesse als Ausgangsmaterial zur Verfügung. Neben den hydrodynamischen Steuerungsfaktoren ist die Zusammensetzung und Verfügbarkeit von potentiellm Ausgangsmaterial ein wesentlicher Faktor, der die rezente Sedimentdynamik steuert. Darüber

hinaus lassen sich aus den räumlichen Unterschieden in der Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande Netto-Sedimenttransportbahnen ableiten (vgl. ZEILER et al., 2000a, b).

Den Kern der vorliegenden Arbeit bilden die Ergebnisse zu Regenerationsprozessen von Materialentnahmestellen in den Untersuchungsgebieten Tromper Wiek und Graal-Müritz (Kap. 1.2). Es wird das sedimentologische Prozessgeschehen bei der Verfüllung von unterschiedlichen Entnahmestrukturen in unterschiedlichen Meeresbodensedimenten erfasst und charakterisiert. Die ablaufenden Prozesse sind bisher nur unzureichend erforscht worden. Auch besteht Unklarheit über die Zeiträume, die für eine vollständige Regeneration anzusetzen sind. Als wesentlicher Bestandteil dieser Arbeit wird daher der Frage nach den relevanten Zeitskalen der sedimentologischen Verfüllungsprozesse nachgegangen. Darüber hinaus wird der mögliche Einfluss der Materialentnahmen auf umliegende Gebiete und Sedimenttransportsysteme abgeschätzt. Im einzelnen sollen folgende Fragestellungen bearbeitet werden:

1. Welche hydrodynamischen Prozesse steuern die sedimentologische Prozessdynamik im Bereich der Entnahmestellen?
2. Welche sedimentologischen Prozesse führen zur Verfüllung der Entnahmestrukturen?
3. Welches Material sedimentiert in den Entnahmestrukturen und woher stammt es?
4. Welche Zeiträume sind für die Regeneration der Entnahmestellen anzusetzen?
5. Welcher Einfluss besteht durch die Materialentnahmen auf den küstennahen Sedimenttransport?

Die gewonnenen Erkenntnisse werden abschließend mit Ergebnissen von anderen Entnahmestellen in Beziehung gesetzt. Auf diese Weise werden übergreifende Schlussfolgerungen zur Regeneration von Lagerstätten ermöglicht. Die erarbeiteten Erkenntnisse können einen Beitrag dazu leisten, zukünftige Materialentnahmen so zu planen, dass potentielle negative Auswirkungen auf Küstensedimenthaushalt und Meeresumwelt vermieden oder zumindest minimiert werden.

1.2 Untersuchungsgebiete

Die für die vorliegenden Untersuchungen ausgewählten Gebiete befinden sich in der südwestlichen Ostsee (Abbildung 1), einem quasi gezeitenlosen epikontinentalen Schelfmeer mit seegangsdominierten Niedrigenergieküsten.

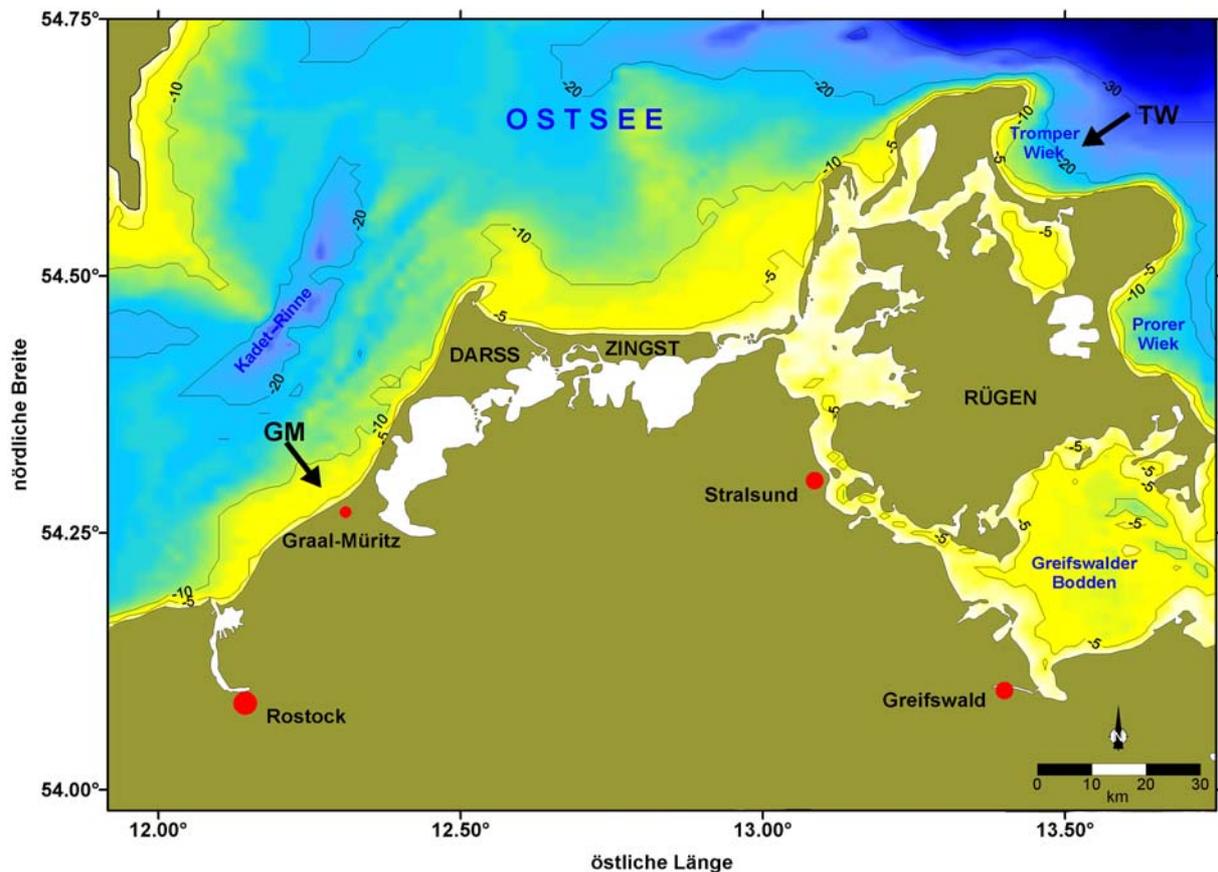


Abbildung 1: Lage der Untersuchungsgebiete Tromper Wiek (TW) und Graal-Müritz (GM) in der südwestlichen Ostsee (Bathymetrie nach SEIFERT & KAYSER, 1995).

Die **Tromper Wiek** liegt nordöstlich der Insel Rügen im NW der Pommerschen Bucht. Sie ist Bestandteil der vorpommerschen Boddenausgleichsküste und wird im NW und SE von den pleistozänen Inselkernen Wittow und Jasmund begrenzt. Die Kliffküsten der beiden Inselkerne erreichen maximale Höhen von 47 mNN (Wittow) bzw. 117 mNN (Jasmund). Sie sind im Wesentlichen aus pleistozänen Tills und Schreibkreideablagerungen aus dem Oberen Untermaastricht (Oberkreide) aufgebaut (NIEDERMEYER, 1995; SCHNICK, 2002). Aufgrund älterer endogen-tektonischer sowie jüngerer glazialdynamischer Prozesse sind die Lagerungsverhältnisse gestört (NIEDERMEYER, 1995). Der Küstenrückgang beträgt durchschnittlich 0,2 m/a (DIESING et al., 1999).

Im SW der Tromper Wiek verbindet die durchschnittlich 1 km breite und 10,5 km lange Schaabe-Nehrung die beiden Pleistozänkerne Wittow und Jasmund und trennt die Bucht von den rückwärtigen Boddengewässern (Großer Jasmunder Bodden, Breeger Bodden und Lebliner Bodden). Bedingt durch die beschriebene Küstenkonfiguration ist die Tromper Wiek nur nach N bis E exponiert. Die Windwirklänge (Fetch) beträgt aus N ca. 80 km, aus NE ca. 90 km und aus E ca. 180 km.

In der Tromper Wiek ist u.a. die Lagerstätte Tromper Wiek 1 für den kommerziellen Abbau sandiger Kiese genehmigt worden. Die Lagerstätte Tromper Wiek Ost dient der Entnahme von Sanden für Küstenschutz Zwecke (Strandaufspülungen).

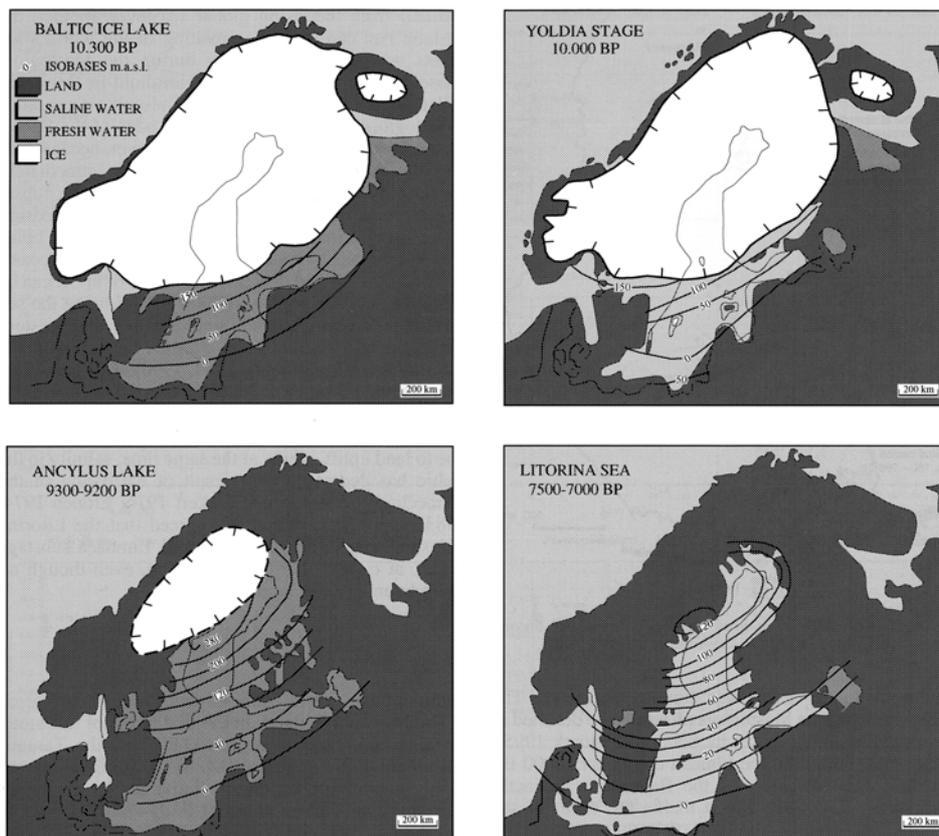
Das Untersuchungsgebiet **Graal-Müritz** liegt im Seegebiet vor dem gleichnamigen Ostseebad im Bereich der Rostocker Heide. Der Küstenabschnitt der Rostocker Heide unterliegt langfristig der Erosion. Der Küstenrückgang beträgt mindestens 0,2 m/a (JANKE, 1995). Die Kliffabschnitte erreichen Höhen von 0,5 - 4 m und sind in spätglaziale Beckensande eingeschnitten. Der Küstenabschnitt der Rostocker Heide ist nach WSW bis NNE exponiert. Die Windwirklänge beträgt aus W ca. 70 km, aus NW ca. 55 km und aus N ca. 70 km.

2. Stand der Forschung

2.1 Allgemeine Rahmenbedingungen

2.1.1 Geologische Entwicklung seit dem Spätglazial

Mit dem Zurückweichen des fennoskandischen Inlandeises der Weichsel-Kaltzeit begann die postglaziale Geschichte der Ostsee. Der Rückzug des Eises aus dem südlichen Ostseeraum vollzog sich nach BOULTON et al. (2001) ab ca. 15.200 cal. a BP². Der Eiserückzug verlief bis ca. 12.000 a BP³ (14.100 cal. a BP) sehr schnell (BJÖRCK & MÖLLER, 1987). Durch das komplexe Wechselspiel von jetzt einsetzenden isostatischen Ausgleichsbewegungen, eustatischen Meeresspiegeländerungen und lokalen tektonischen Bewegungen kam es zu einer Entwicklung der Ostsee, in deren Verlauf Süß- und Brack- bzw. Salzwasserphasen einander abwechselten.



Aus den Schmelzwässern des niedertauenden Inlandeises bildete sich in der durch die quartären Vereisungen vorgeformten Ostseefurche von 12.600 - 10.300 a BP (BJÖRCK, 1995), entsprechend 14.800 - 12.200 cal. a BP der **Baltische Eisstausee** (Abbildung 2). Der Wasserspiegel dieses Schmelzwassersees stieg in zwei Phasen bis 10.300 a BP (12.200 cal. a BP) an. Durch den Abfluss des Sees über die mittelschwedische Senke infolge des Rückzuges des skandinavischen Inlandeises senkte sich der Wasserspiegel zu Beginn des Holozäns um 25 m ab (BJÖRCK, 1995).

In der Folge kam es zu einer marinen Ingression über das südliche Mittelschweden. Diese Phase der Ostseeentwicklung trägt die Bezeichnung **Yoldiameer** (Abbildung 2) und dauerte von 10.300 - 9.500 a BP (12.200 - 10.700 cal. a BP) an (BJÖRCK, 1995). Das Yoldiameer erstreckte sich bis in das Arkona- und Bornholm-Becken, während Bornholm mit dem Festland verbunden war.

In Folge eines Überwiegens der isostatischen Bewegungskomponente über den eustatischen Meeresspiegelanstieg wurde die Verbindung über Mittelschweden wieder geschlossen. Die anschließende Phase der Ostseeentwicklung wird als **Ancylussee** (Abbildung 2) bezeichnet und dauerte von 9.500 - 8.000 a BP (BJÖRCK, 1995), entsprechend 10.700 - 8.900 cal. a BP. In der südlichen Ostsee kam es zunächst zu einer Transgression, für die BJÖRCK (1995) Raten von 5 - 10 m/100 a angibt. Sedimente dieser Phase konnten von LEMKE et al. (1998), SCHWARZER et al. (2000) und TRIESCHMANN (2000) in der Tromper Wiek nachgewiesen werden. Eine erneute Regression vor ca. 9.200 a BP (10.300 cal. a BP) wird von KOLP (1986) und BJÖRCK (1995) einem Überlaufen des Ancylussees, dessen Seespiegel zu dieser Zeit mindestens 10 m über dem damaligen Weltmeeresspiegel lag, im Bereich der Darßer Schwelle zugeschrieben. Der Abfluss soll entlang des „Dana River“ über Darßer Schwelle, Fehmarn Belt, Langeland Belt und Großen Belt in das Kattegat erfolgt sein (BJÖRCK, 1995). Nach LEMKE (1998) und LEMKE et al. (1999) gibt es jedoch im Bereich der Darßer Schwelle keine Indizien für die Existenz des Dana Rivers. Die Regressionsphase des Ancylussees dauerte von ca. 9.200 - 9.000 a BP (BJÖRCK, 1995), entsprechend 10.300 - 10.200 cal. a BP. In der nachfolgenden Zeit bis zum Ende der Ancylus-Phase kam es zu keinem erneuten Aufstauen des Sees aber auch zu keiner marinen Ingression.

Erste Anzeichen für einen marinen Einfluss datieren im Bereich der westlichen Ostsee auf ca. 8.300 - 8.000 a BP (EMEIS et al., 2002), entsprechend 9.400 - 8.900 cal. a BP. In der Folge von abklingenden glazialisostatischen Hebungsbewegungen und eines raschen globalen Meeresspiegelanstiegs (vgl. FAIRBANKS, 1989) erfolgte die Transgression und damit der endgültige Anschluss an das Weltmeer über den Öresund sowie den Großen und Kleinen Belt.

Diese Phase trägt die Bezeichnung **Litorinameer** (8.000 - 4.000 a BP oder 8.900 - 4.500 cal. a BP, Abbildung 2). Der rasche Anstieg des Meeresspiegels führte während der Initialphase der Litorinatransgression (7.900 - 5.700 a BP oder 8.700 - 6.500 cal. a BP; KLIWE & JANKE, 1991) zu einer Überflutung des damaligen, glazial geprägten Reliefs im südwestlichen Ostseeraum. In der Folge entwickelte sich eine stark gegliederte Küste, die buchtenförmig und z.T. weit über die heutige Küstenlinie hinaus nach S reichte (KLIWE & JANKE, 1991). Bis 7.000 cal. a BP hatten die Ozeane ihr heutiges Volumen annähernd erreicht und der globale, eustatische Meeresspiegelanstieg verlangsamte sich deutlich (FLEMING et al., 1998; LAMBECK & CHAPPELL, 2001). KLIWE & JANKE (1991) datieren den Zeitpunkt der Abnahme der Meeresspiegelanstiegsraten im Bereich der vorpommerschen Ostseeküste auf 5.700 a BP (6.500 cal. a BP). Nach den selben Autoren fand in der Folgezeit bei nur noch geringen Wasserspiegelschwankungen die Entwicklung der vorpommerschen Boddenküste statt. Küstenausgleichsprozesse übernahmen die dominante Rolle in der Gestaltung der Küstenmorphologie, während eustatische und isostatische Steuerungsfaktoren zurück traten.

Ab ca. 4.000 a BP (4.500 cal. a BP) reduzierte sich die Salinität der Ostsee geringfügig. Diese postlitorine Ostsee-Phase trägt die Bezeichnung **Limneameer**. Mit dem Einwandern der Muschel *Mya arenaria* in die Ostsee ca. 1.500 a BP (1.400 cal. a BP) begann die jüngste Phase der Ostseeentwicklung (**Myameer**).

2.1.2 Hydrodynamik

Für das Verständnis der Dynamik sandiger Brandungsküsten sind grundlegende Kenntnisse der hydrodynamischen Steuerungsfaktoren von Bedeutung. An dieser Stelle soll ein kurzer Überblick über die für das Verständnis dieser Arbeit notwendigen hydrodynamischen Prozesse gegeben werden. Für die weitere Vertiefung der Thematik sei auf die einschlägige und zitierte Spezialliteratur verwiesen.

Strömungen

Meeresströmungen können durch Gezeiten, Wind, atmosphärische Druckunterschiede, seegangsinduzierte Kräfte, großräumige quasi-stationäre Wasseroberflächengefälle und horizontale Dichtegradienten des Meerwassers verursacht werden. Im küstennahen Bereich sind vor allem seegangsinduzierte küstenparallele und küstennormale Strömungen von Bedeutung.

Eine über den Meeresboden fließende Strömung bildet aufgrund der Reibung mit dem Untergrund eine bodennahe turbulente Grenzschicht von mehreren Metern Höhe aus. Innerhalb dieser Grenzschicht steigt die Strömungsgeschwindigkeit von 0 knapp über dem

Meeresboden auf einen Maximalwert an der Obergrenze der Grenzschicht an. Die Strömungsgeschwindigkeit innerhalb der Grenzschicht variiert mit der Tiefe $u(z)$ gemäß dem logarithmischen Geschwindigkeitsprofil (Karman-Prandtl-Gleichung):

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1)$$

u_* = Schubspannungsgeschwindigkeit

κ = Karman-Konstante (0,40)

z_0 = „zero velocity level“

Die Schubspannungsgeschwindigkeit ergibt sich aus der strömungsinduzierten Schubspannung τ_c und der Dichte des Wassers ρ :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_c}{\rho}} \quad (2)$$

Schubspannungen (τ) sind die durch eine (lineare oder oszillierende) Strömung ausgeübten Reibungskräfte pro Flächeneinheit des Meeresbodens. Sie hängen neben der Strömungsgeschwindigkeit auch von der Rauigkeit des Meeresbodens ab. Es wird zwischen hydraulisch glatt, hydraulisch rau sowie einem Übergangsbereich unterschieden. Sande (und gröbere Sedimente) werden in der Regel als hydrodynamisch rau angesehen (SOULSBY, 1997).

Das „zero velocity level“ z_0 , d.h. die Höhe über dem Meeresboden, in der die Strömungsgeschwindigkeit 0 ist ($u(z_0) = 0$), ergibt sich bei hydrodynamisch rauem Untergrund aus dem Median der Korngröße d_{50} des überströmten Sediments:

$$z_0 = \frac{d_{50}}{12} \quad (3)$$

Diese Betrachtungen gelten streng genommen nur für stationäre Strömungen in Wasserkörpern ohne Dichteschichtung und außerhalb der Brandungszone.

Wellen

Oberflächenwellen können in Abhängigkeit von ihrer Frequenz f in unterschiedliche Klassen eingeteilt werden (Abbildung 3a). Die größte Bedeutung auf dem Gebiet der Küstengewissenschaften haben Schwerewellen im Frequenzband zwischen 0,033 Hz und 0,5 Hz. Daneben können Infrashwerewellen und Tidewellen von Bedeutung sein. Schwerewellen sind windinduziert und werden in Seegang und Dünung unterschieden. Seegang erhält seine Energie unmittelbar vom einwirkenden Wind, während Dünung Schwerewellen bezeichnet, die sich vom Gebiet ihrer windinduzierten Generation entfernt haben und ihre Energie nicht mehr unmittelbar vom einwirkenden Wind beziehen.

Eine monochromatische Welle wird durch ihre Ausbreitungsrichtung α , Wellenhöhe H , Wellenlänge L und Periode $T=1/f$ beschrieben (Abbildung 3b). Tatsächlich in der Natur vorkommende Schwerewellen sind in hohem Maße irregulär. Sie entstehen durch eine Überlagerung von Wellen mit unterschiedlichen Wellenhöhen, Wellenlängen, Perioden und Ausbreitungsrichtungen. Zur Beschreibung eines irregulären Wellenfeldes existieren zwei unterschiedliche methodische Ansätze:

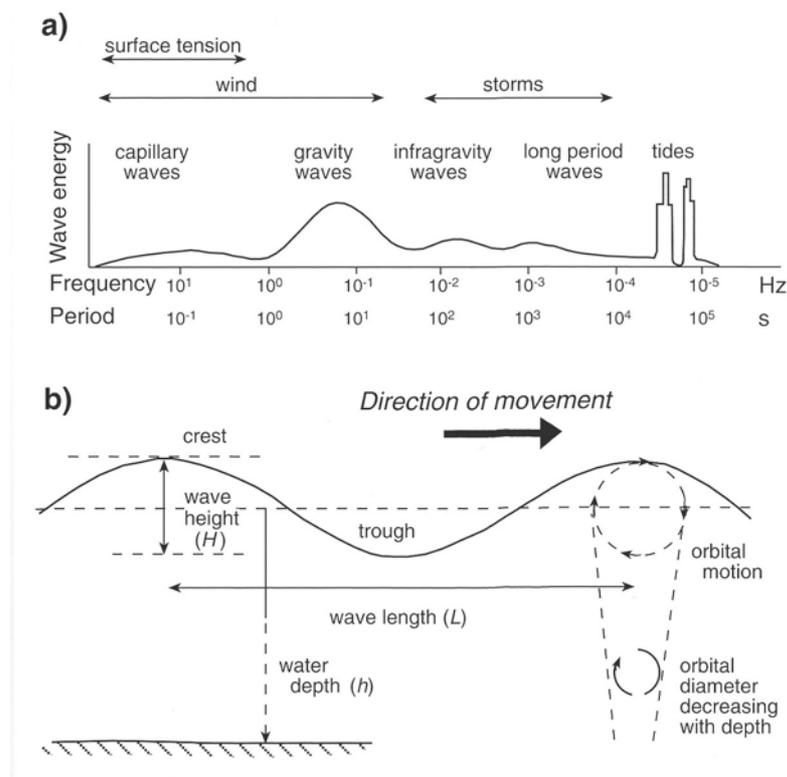


Abbildung 3: Oberflächenwellen a) Einteilung der Wellen in unterschiedliche Klassen in Abhängigkeit von der Frequenz bzw. Periode, b) Definition von Wellenparametern (aus WOODROFFE, 2003).

Bei der zeitabhängigen Wellenbeschreibung werden individuelle Wellen in einer Wellenaufzeichnung identifiziert und ihre Wellenparameter bestimmt. Durch die Anwendung statis-

tischer Methoden können für das irreguläre Wellenfeld repräsentative statistische Parameter ermittelt werden (Abbildung 4):

- Die signifikante Wellenhöhe H_s ist als der Mittelwert des höchsten Drittels der über einen bestimmten Zeitraum gemessenen Wellenhöhen definiert. Sie ist der gebräuchlichste Parameter zur Charakterisierung der Wellenhöhe.
- Die maximale Wellenhöhe H_{max} gibt die über einen bestimmten Zeitraum gemessene größte Wellenhöhe an.
- Die „root mean square“-Wellenhöhe (rms-Wellenhöhe) ist $H_{rms} = \sqrt{\frac{\sum H_i^2}{n}}$ mit H_i als den i -ten Wert für die Wellenhöhe und n als der Anzahl der Wellen in der Aufzeichnung. Die rms-Wellenhöhe ist ein geeignetes Maß für die Wellenenergie, da diese proportional zum Quadrat der Wellenhöhe ist (AAGAARD & MASSELINK, 1999).
- Die Nulldurchgangsperiode T_z ist die mittlere Periode aller Auslenkungen der Wasseroberfläche, die die mittlere Wasserstandslinie schneiden.
- Die signifikante Wellenperiode T_s ist der Mittelwert des höchsten Drittels der über einen bestimmten Zeitraum gemessenen Wellenperioden.

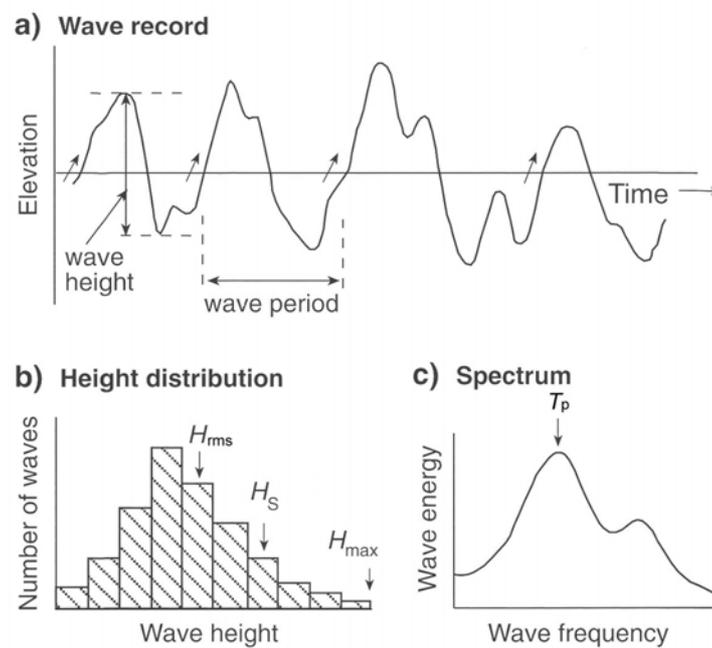


Abbildung 4: a) Beispiel einer Wellenaufzeichnung mit Definition der Wellenhöhe und Periode, b) Häufigkeitsverteilung von gemessenen Wellenhöhen, c) Wellenspektrum mit Definition der Peakperiode (aus WOODROFFE, 2003 nach SUNAMURA, 1992, verändert).

Bei der frequenzabhängigen Wellenbeschreibung werden keine einzelnen Wellen definiert, sondern es wird die Wellenaufzeichnung mittels Spektralanalyse in einzelne harmonische Bestandteile zerlegt. Diese werden in einem Wellenspektrum, in dem die Energiedichte gegen die Frequenz oder Ausbreitungsrichtung aufgetragen ist, dargestellt (Abbildung 4). Gemessene Spektren können durch unterschiedliche semi-empirische Spektren angenähert werden. Für Schelf- und Küstenmeere mit unausgereiftem Seegang hat sich das JONSWAP-Spektrum bewährt. Dieses Wellenspektrum wurde im Rahmen des „**Joint North Sea Wave Project**“ abgeleitet (HASSELMANN et al., 1973). Als gängige statistische Parameter zur Beschreibung von Wellen dienen die aus dem Wellenspektrum abgeleitete signifikante Wellenhöhe H_{m0} , die der aus dem zeitabhängigen Ansatz abgeleiteten signifikanten Wellenhöhe entspricht ($H_{m0} \approx H_s$), und die Peakperiode T_p . Dabei handelt es sich um die Periode des Wellenspektrums bei maximaler Energiedichte. Unter Benutzung des JONSWAP-Spektrums ist $T_z = 0,781 \cdot T_p$ und $T_s = 0,95 \cdot T_p$.

Transformation von Wellen bei der Annäherung an die Küste

Durch die Erzeugung von oberflächlichen Schwerewellen werden Orbitalbewegungen der Wasserteilchen bis zur Wellenbasis

$$h = L/2 \quad (4)$$

initiiert (CERC, 1984). Im Tiefwasserbereich mit Wassertiefen $h > L/2$ ist die Fortbewegung der Oberflächenwellen unbeeinflusst vom Meeresboden. Erst ab einer Wassertiefe, die kleiner als die halbe Wellenlänge ist, beginnt die wechselseitige Beeinflussung von Schwerewellen und Meeresboden: Die Orbitalbewegungen der Wasserteilchen werden zunehmend elliptisch, bis sie bei weiterer Annäherung an die Küste fast in einer Ebene hin- und herschwingen. Die Transformation der Orbitalbewegungen bewirkt eine Abnahme der Wellengeschwindigkeit (C). Da die Periode konstant bleibt, rücken die Wellenkämme näher aneinander. Als Folge werden die Wellen mit Annäherung an die Küste (d.h. mit abnehmender Wassertiefe) steiler und höher und es entsteht eine asymmetrische Geschwindigkeitsverteilung der Orbitalbewegungen, bei der eine kurzzeitige und stärkere auflandige Geschwindigkeitskomponente einer längeren und schwächeren ablandigen Komponente gegenüber steht. Die was-

sertiefenabhängigen Transformationen („shoaling“) von Wellenparametern können durch die folgenden Gleichungen beschrieben werden:

$$\frac{L}{L_0} = \frac{C}{C_0} = \tanh\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot h}{L}\right) \quad (5)$$

$$\frac{H}{H_0} = \left(\frac{C_0}{2 \cdot n \cdot C}\right)^2 = \left(\frac{L_0}{2 \cdot n \cdot L}\right)^2 \quad (6)$$

L = Wellenlänge

L_0 = Wellenlänge im Tiefwasser

C = Wellengeschwindigkeit (L/T)

C_0 = Wellengeschwindigkeit im Tiefwasser

H = Wellenhöhe

H_0 = Wellenhöhe im Tiefwasser

h = Wassertiefe

$$n = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{4 \cdot \pi \cdot h}{L \cdot \sinh(4 \cdot \pi \cdot h / L)} \right)$$

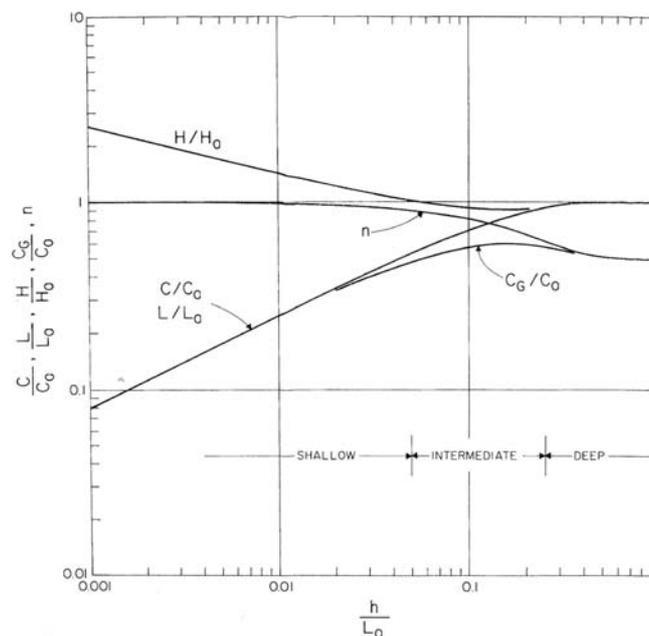


Abbildung 5: Wassertiefenabhängige Transformationen („shoaling“) von Wellenparametern (aus KOMAR, 1998).

Die relativen Veränderungen von Wellenhöhe, Wellenlänge und Wellengeschwindigkeit (jeweils bezogen auf die Tiefwasserbedingungen) mit Annäherung an die Küste sind in Abbildung 5 dargestellt.

Die Wellenlänge wird durch die Beziehung

$$L = \frac{g \cdot T^2}{2 \cdot \pi} \cdot \tanh\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot h}{L}\right) \quad (7)$$

beschrieben. Im Tiefwasser vereinfacht sich Gleichung 7 zu

$$L_0 = \frac{g \cdot T^2}{2 \cdot \pi}, \quad (8)$$

da $\tanh(2 \cdot \pi \cdot h/L) \approx 1$ für $h/L > 0,5$ wird. Bei Wassertiefen $h < L/2$ ist jedoch Gleichung 7 zur Berechnung der Wellenlänge zu verwenden. Da die Wellenlänge auf beiden Seiten der Gleichung eingeht, muss sie iterativ gelöst werden. Tabellierte Lösungen finden sich in CERC (1984). Eine weitere Möglichkeit bietet die Näherungsgleichung von ECKART (1952):

$$L = L_0 \cdot \sqrt{\tanh\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot h}{L_0}\right)} \quad (9)$$

Die obigen Ausführungen gelten streng genommen nur für Wellen, die senkrecht auf eine gerade Küstenlinie mit küstenparallelen Tiefenlinien treffen. In jedem anderen Fall führen Wellenrefraktion und -diffraktion zu einer Veränderung der Welleneigenschaften. Unter Wellenrefraktion versteht man die graduelle Umorientierung von Wellen, die sich mit einem Winkel $\alpha \neq 90^\circ$ zum Verlauf der Tiefenlinien fortbewegen. Der Prozess der Refraktion führt dazu, dass sich die Wellenkämme in ihrer Orientierung dem Verlauf der Tiefenlinien annähern. Wellendiffraktion ist der Transfer von Energie entlang von Wellenkämmen. Zur Diffraktion kommt es bei der Kreuzung unterschiedlicher Wellenzüge oder in Schattenzonen hinter Hindernissen (z.B. im Lee von Inseln).

Brandungszone

Bei der weiteren Annäherung der Wellen an die Küste kommt es in der Brandungszone zum Brechen der Wellen, wenn die horizontalen Geschwindigkeiten der Wasserpartikel in den Wellenkämmen die Wellengeschwindigkeit überschreiten. Wellenbrechen setzt ein, wenn das Verhältnis aus Wellenhöhe und Wassertiefe $H/h \geq 0,78$ ist.

Die Brandungszone umfasst den Bereich des oberen Vorstrandes, wo die einlaufenden Wellen brechen und durch diesen Vorgang induzierte Prozesse die Wasserbewegung und damit auch den Sedimenttransport dominieren (AAGAARD & MASSELINK, 1999). Die see-seitige Begrenzung ist durch den Brechpunkt gegeben. Da das Brechen der Wellen neben der Wassertiefe auch von der Wellenhöhe abhängig ist, variiert die Lage des Brechpunktes kontinuierlich mit der Höhe der einlaufenden Wellen. Die landseitige Begrenzung der Brandungszone befindet sich am küstennächsten Punkt, der ständig von Wasser bedeckt ist. Dies entspricht in etwa dem mittleren Meeresspiegelniveau (Normal Null, NN).

Innerhalb der Brandungszone entstehen Strömungen, die fast ausschließlich aus der Dissipation von brechenden Wellen resultieren. Durch Tidedrömungen und die Asymmetrie der Orbitalbewegungen induzierter Transport spielt dagegen eine untergeordnete Rolle (AAGAARD & MASSELINK, 1999). Es lassen sich drei grundsätzlich verschiedene Typen von Strömungen in der Brandungszone unterscheiden:

1. Küstenlängsströmungen (longshore currents)
2. küstennormale Unterströmungen (undertow bzw. bed return currents)
3. küstennormale Rippströmungen (rip currents).

Küstenlängsströmungen sind kontinuierliche küstenparallele Strömungen, die Geschwindigkeiten über 1,5 m/s erreichen können (AAGAARD & MASSELINK, 1999). Sie werden durch eine Vielzahl von Faktoren ausgelöst. Als wichtigste sind zu nennen: Auflaufen der Wellen schräg zur Küste, unterschiedliche Wasserstände aufgrund von kleinräumigen Unterschieden in der Wellenhöhe, Tidedrömungen, Wellendiffraktion und direkter Windantrieb (CARTER, 1988).

Durch den Transport von Wassermassen in Richtung der Küste kommt es zu einer landwärtigen Anhebung des Ruhewasserspiegels (set-up). Aus Kontinuitätsgründen muss ein Rückfluss in die seeseitige Richtung erfolgen. Dies geschieht entweder flächenhaft als Unterströmung oder in Form von räumlich eng gebündelten Rippströmungen (LONGUET-HIGGINS & STEWARD, 1963; LONGUET-HIGGINS, 1972). Unterströmungen sind seewärts gerichtete

Strömungen in der Nähe des Meeresbodens, während der Transport von Wassermassen oberhalb der Unterströmung auf die Küste gerichtet ist. Typische Strömungsgeschwindigkeiten von Unterströmungen bewegen sich im Bereich von 0,2 - 0,3 m/s (z.B. WRIGHT et al., 1982; AAGAARD & GREENWOOD, 1994; HAINES & SALLENGER, 1994), können aber unter extremen Bedingungen deutlich höher liegen (0,66 m/s, SALLENGER et al., 1983).

Als Rippströmungen (rip currents, SHEPARD, 1936) werden starke und eng gebündelte Strömungen bezeichnet, die in quasi-regelmäßigen räumlichen Abständen seewärts fließen (Abbildung 6). Zusammen mit dem landwärtigen Transport zwischen den Rippströmen und küstenparallelen Strömungen, die im Bereich der Rippströme konvergieren, bilden sie ein küstennahes Zirkulationssystem aus (SHEPARD et al., 1941). Rippströmungen bestehen aus zwei konvergierenden sog. „feeder currents“, dem Rippstromhals im Bereich des Rippstromkanals, der das Sandriff durchschneidet und dem Rippstromkopf (AAGAARD & MASSELINK, 1999). Rippströmungen können unter hochenergetischen Bedingungen Geschwindigkeiten über 1 m/s erreichen (SHORT, 1985). Im Gegensatz zu Unterströmungen, die maximale Strömungsgeschwindigkeiten in der Nähe des Meeresbodens erreichen, sind die Geschwindigkeiten von Rippströmungen nahe der Wasseroberfläche am höchsten (AAGAARD & MASSELINK, 1999). Rippströmungen sind entlang einer Küste relativ regelmäßig verteilt (z.B. Probstei; SCHWARZER, 1989), wobei die Abstände zwischen den einzelnen Rippströmungen zwischen 50 m und mehr als 1.000 m variieren (SHORT, 1985). Die Abstände wachsen mit zunehmender Höhe der einlaufenden Wellen und abnehmender Vorstrandneigung an (SHORT, 1985).

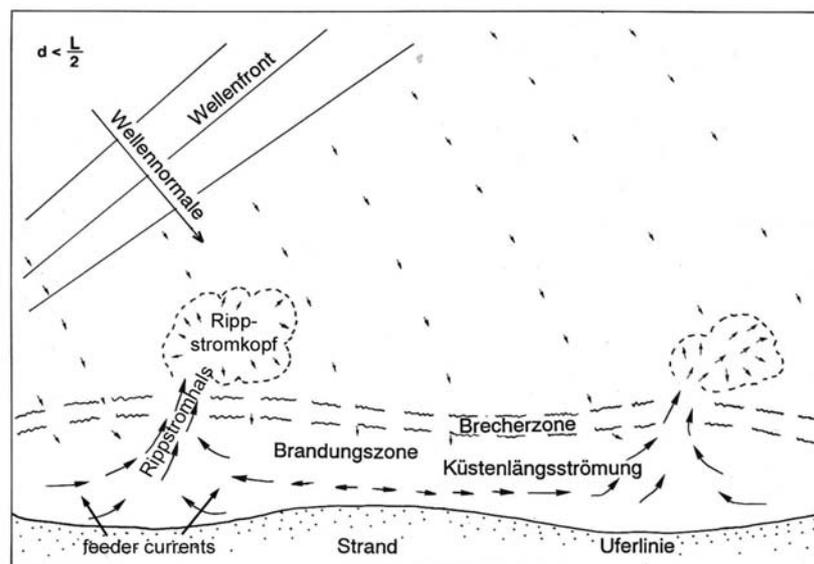


Abbildung 6: Modell der küstennahen Wassermassenzirkulation (aus SCHWARZER, 1996 nach SHEPARD & INMAN, 1951, verändert).

Die Entstehung eines regelmäßigen Zirkulationszellenmusters wird durch stehende Randwellen (edge waves, BOWEN & INMAN, 1969) erklärt. Randwellen entstehen durch Refraktion der reflektierten Energie der einlaufenden Wellen (WRIGHT, 1995). Die Wellenkämme der Randwellen sind senkrecht zur Küste ausgerichtet. Randwellen haben Wellenlängen und Perioden, die dem Vielfachen des einlaufenden Seegangs entsprechen; sie werden den langperiodischen Infrarotwellen zugeordnet (Abbildung 3a). Unter stehenden Randwellen bildet sich in der bodennahen Grenzschicht ein Strömungsfeld aus, durch das Erhebungen unter den Bäuchen der stehenden Randwellen und Vertiefungen unter den Knoten erzeugt werden (HOLMAN & BOWEN, 1982). Die Anhebung des Ruhewasserspiegels (set-up) ist hinter Erhebungen größer als hinter Depressionen und die küstenparallelen Gradienten im set-up führen zur Ausbildung eines Zirkulationssystems (SONU, 1972). Dieses Zirkulationssystem zeigt eine positive Rückkopplung mit der Morphologie, insofern die Vertiefungen durch die Rippströme weiter vertieft werden, während die Erhebungen eine zusätzliche Aufhöhung erfahren (AAGAARD & MASSELINK, 1999).

Oszillierende bodennahe Grenzschicht

Bei Wassertiefen $h < L/2$ führt die Grundberührung der Orbitalwellen nicht nur zu einer Veränderung der Wellencharakteristika (s.o.). Umgekehrt üben die Orbitalbewegungen auch Kräfte auf die Oberflächensedimente des Meeresbodens aus. Der Durchmesser d_0 der Orbitalbahnen direkt oberhalb des Meeresbodens ist nach der linearen Wellentheorie von AIRY durch

$$d_0 = \frac{H}{\sinh\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot h}{L}\right)} \quad (10)$$

gegeben. Die maximale bodennahe Orbitalgeschwindigkeit u_{0max} während eines Wellenzyklus beträgt

$$u_{0max} = \frac{\pi \cdot d_0}{T} = \frac{\pi \cdot H}{T \cdot \sinh\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot h}{L}\right)} \quad (11)$$

Aufgrund der Reibung zwischen Fluid und Meeresboden bildet sich eine oszillierende Grenzschicht aus. Diese ist mit einer Mächtigkeit in der Größenordnung von einigen Zentimetern wesentlich geringer ausgebildet als die strömungsinduzierte Grenzschicht, da die häufigen Richtungswechsel der oszillierenden bodennahen Strömung die Ausbildung einer mächtigeren Grenzschicht verhindern. Innerhalb der oszillierenden Grenzschicht steigt die Orbitalgeschwindigkeit von 0 dicht über dem Meeresboden auf u_0 am oberen Ende der Grenzschicht an (Abbildung 7). Aufgrund der geringen Mächtigkeit der oszillierenden Grenzschicht sind die Geschwindigkeitsgradienten sehr hoch. Dies hat zur Folge, dass die welleninduzierten Schubspannungen τ_w größer sind als strömungsinduzierte Schubspannungen τ_c mit Geschwindigkeiten in der gleichen Größenordnung wie u_0 . Das Geschwindigkeitsprofil variiert über einen Wellenzyklus, und die maximale bodennahe Orbitalgeschwindigkeit u_{0max} wird zwei Mal während dieses Zyklus zu den Zeitpunkten $t/T = 0$ und $0,5$ erreicht (Abbildung 7).

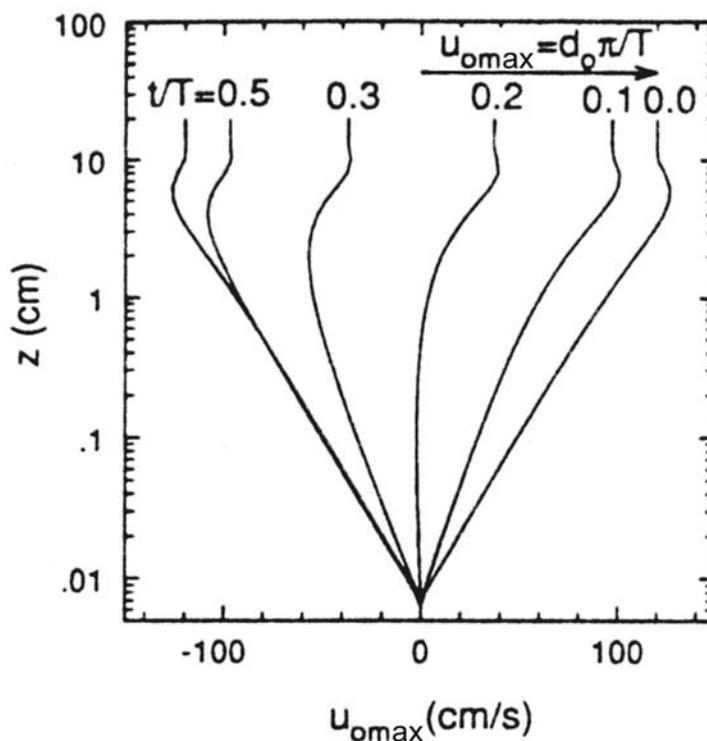


Abbildung 7: Beispiel für Geschwindigkeitsprofile in der bodennahen oszillierenden Grenzschicht über eine halbe Wellenperiode. In diesem Beispiel ist $u_{0max} = 120$ cm/s und $T = 12$ s (aus WIBERG & HARRIS, 1994, verändert).

Die durch die bodennahen Orbitalgeschwindigkeiten induzierten Schubspannungen τ_w ergeben sich aus

$$\tau_w = 0,5 \cdot \rho \cdot f_w \cdot u_{0max}^2 \quad (12)$$

mit f_w = welleninduzierter Reibungsbeiwert (JONSSON, 1966) und ρ = Dichte des Meerwassers.

Bodennahe Grenzschicht unter Wellen und Strömungen

In den meisten Küstengewässern interagieren Wellen und Strömungen in nicht-linearer Weise miteinander (SOULSBY, 1997). Dies führt zu einer Überlagerung der wellen- und strömungsinduzierten Grenzschichten. Die aus dieser Interaktion resultierende Schubspannung ist größer als die Summe der wellen- und strömungsinduzierten Schubspannungen τ_w und τ_c (WRIGHT, 1995). Unterschiedliche Ansätze zur Berechnung der kombinierten Schubspannung werden u.a. in SOULSBY (1997) aufgeführt und verglichen. Diese weichen in ihren Ergebnissen z.T. sehr stark voneinander ab. In dieser Arbeit werden aus diesem Grunde keine kombinierten Schubspannungen berechnet, sondern es wird eine Betrachtung der einzelnen wellen- und strömungsinduzierten Komponenten durchgeführt.

Mobilisierung von Sediment

Die auf den Meeresboden einwirkenden Schubspannungen führen zur Mobilisierung von Sediment, wenn korngößenabhängige Schwellenwerte für den Beginn der Sedimentbewegung überschritten werden. Die Bestimmung von Schwellenwerten für den Bewegungsbeginn von Sediment unter Verwendung von Schubspannungen basiert auf der Arbeit von SHIELDS (1936). Die Bestimmung der kritischen Schubspannungen τ_{cr} erfolgt über den Shields-Parameter

$$\theta_{cr} = \frac{\tau_{cr}}{g \cdot d \cdot (\rho_s - \rho)} \quad (13)$$

Der Shields-Parameter θ_{cr} kann nach SOULSBY & WHITEHOUSE (1997) durch die Funktion

$$\theta_{cr} = \frac{0,3}{1 + 1,2 \cdot d_*} + 0,055 \cdot (1 - \exp(-0,02 \cdot d_*)) \quad (14)$$

beschrieben werden (Abbildung 8). Dabei ist d_* die dimensionslose Korngröße

$$d_* = \left(\frac{g \cdot \left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right)}{\nu^2} \right)^{\frac{1}{3}} \cdot d \quad (15)$$

mit ν = kinematische Viskosität von Meerwasser.

Der Transport von Sedimentkörnern, die durch die einwirkenden Schubspannungen in Bewegung gesetzt wurden, findet auf zwei physikalisch unterschiedliche Arten statt (BAGNOLD, 1956): Beim Transport als Bodenfracht erfolgt eine Impulsübertragung durch intergranulare Kräfte; die Sedimentkörner bewegen sich durch Rollen oder Saltation vorwärts. Der Transport als Suspensionsfracht wird dagegen durch Turbulenz in der Wassersäule über dem Meeresboden ausgelöst und aufrecht gehalten. In Küsten- und Schelfmeeren ist der Transport als Suspensionsfracht in der Regel von größerer Bedeutung (WRIGHT, 1995). Aus Abbildung 8 folgt weiterhin, dass Sedimentkörner mit dimensionslosen Korngrößen $d_* < 3,3$ (entsprechend 175 μm) praktisch sofort in Suspension gehen, ohne in nennenswerten Mengen als Bodenfracht transportiert zu werden, wenn die kritischen Schubspannungen zur Mobilisierung überschritten sind.

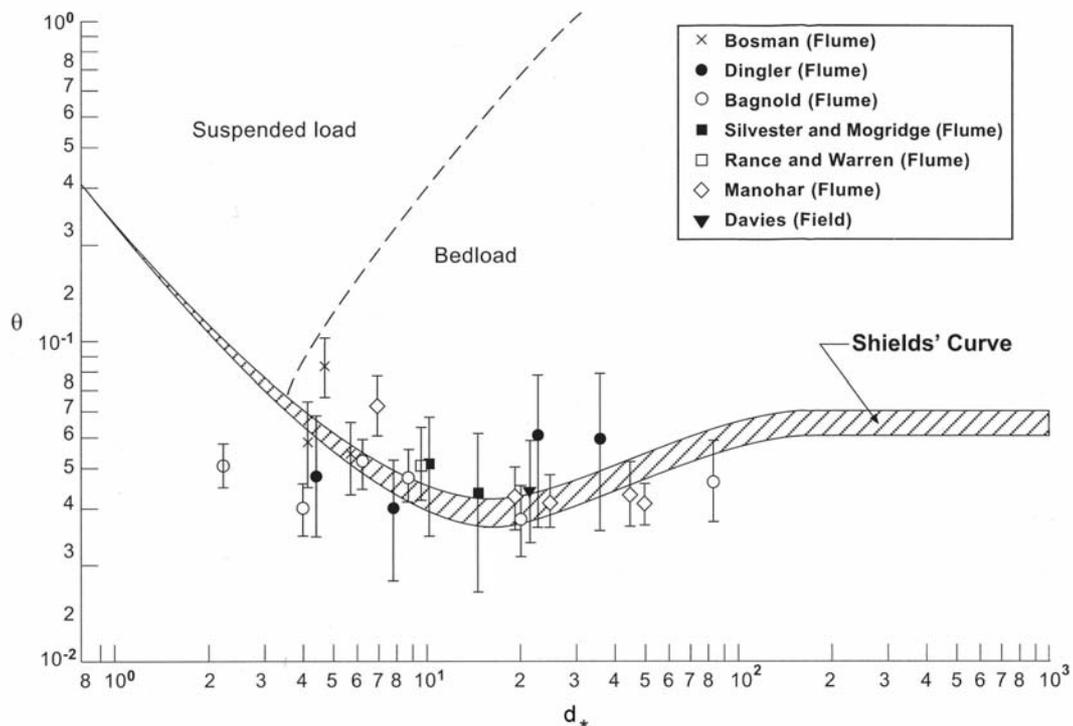


Abbildung 8: Bewegungsbeginn von Sediment durch Wellen (aus AAGAARD & MASSELINK, 1999, nach VAN RIJN, 1993).

2.1.3 Dynamik sandiger Brandungsküsten

Für die morphologische Gliederung des Übergangsraumes zwischen Land und Meer in küstennormaler Richtung gibt es eine Vielzahl von Vorschlägen. Eine umfassende Gegenüberstellung hat SCHWARZER (1989) publiziert. Die vorliegende Arbeit folgt der Gliederung von COWELL et al. (1999), da sie für die Abgrenzung der einzelnen Zonen hinreichend quantifizierbare Kriterien benutzt. Demnach wird der Bereich zwischen dem trockenen Strand (backshore) und dem Schelf (offshore) als **Vorstrand** (shoreface) bezeichnet (Abbildung 9). Er umfasst die Zone zwischen der Wasserlinie und der Grenztiefe der effektiven Beeinflussung der Meeresbodenmorphologie durch Seegang und Dünung. Der Vorstrand kann in zwei unterschiedliche morphodynamische Bereiche unterteilt werden: den oberen und den unteren Vorstrand.

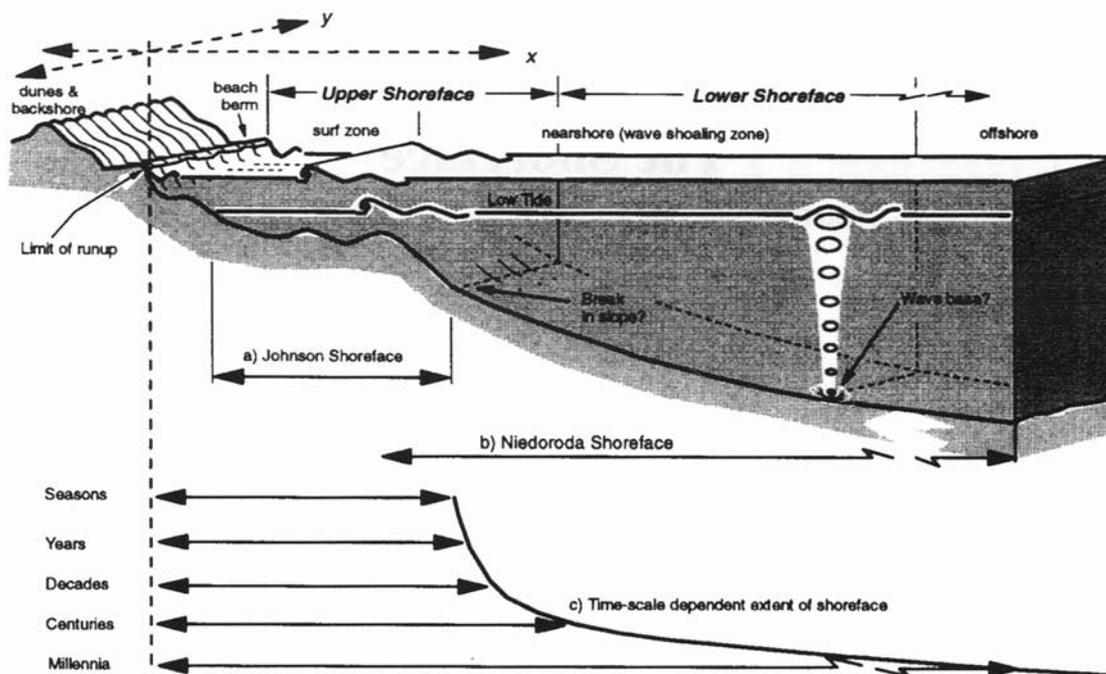


Abbildung 9: Küstennormale Zonierung des Vorstrandes nach COWELL et al. (1999). Die Kurve im unteren Bereich zeigt schematisch die von den betrachteten Zeitskalen abhängige räumliche Ausdehnung des Vorstrandes (shoreface).

Der **obere Vorstrand** (upper shoreface) ist die Zone, in der Erosion und Akkumulation in einem Jahr mit durchschnittlichen hydrodynamischen Bedingungen messbare Änderungen in der Meeresbodenmorphologie hervorrufen (COWELL et al., 1999). Durch Dissipation von Wellenenergie verursachte Prozesse sind hier dominant. Der obere Vorstrand weist schnelle morphodynamische Reaktionen auf die vorherrschenden hydrodynamischen Bedingungen auf (STIVE & DE VRIEND, 1995).

Veränderungen in der Meeresbodenmorphologie sind in der Nähe der Wasserlinie und im Bereich des Riffsystems am größten und nehmen mit zunehmender Wassertiefe ab. Dort, wo die morphologischen Veränderungen unterhalb der Messgenauigkeit liegen, befindet sich die closure depth. Sie bezeichnet nach COWELL et al. (1999) die seewärtige Begrenzung des oberen Vorstrandes. Die closure depth wird üblicherweise durch wiederholte morphologische Vermessungen von küstennormalen Vorstrandprofilen innerhalb eines bestimmten Zeitraumes ermittelt. Liegen keine wiederholten Profilvermessungen vor, so lässt sich die jährliche closure depth h_c auch über die Parameter Wellenhöhe und Periode unter Extrembedingungen bestimmen (HALLERMEIER, 1978, 1981) :

$$h_c = 2,28 \cdot H_{sx} - 68,5 \cdot \left(\frac{H_{sx}^2}{g \cdot T_{sx}^2} \right) \quad (16)$$

Dabei bezeichnet H_{sx} die signifikante Wellenhöhe, die für 12 h (oder 0,14 %) in einem Jahr überschritten wird. T_{sx} ist die dazu gehörige signifikante Wellenperiode und g ist die Erdbeschleunigung. In dem gebräuchlicheren Wellenparameter durchschnittliche jährliche signifikante Wellenhöhe \bar{H}_s und der dazu gehörigen Standardabweichung σ ausgedrückt, lässt sich die jährliche closure depth nach HALLERMEIER (1981) wie folgt berechnen:

$$h_c = 2 \cdot \bar{H}_s + 11 \cdot \sigma \quad (17)$$

BIRKEMEIER (1985) hat Gleichung 16 mit einem Datensatz aus zweijährigen morphologischen Profilvermessungen der Field Research Facility (FRF) in Duck an der Atlantikküste der USA verglichen und fand, dass

$$h_c = 1,75 \cdot H_{sx} - 57,9 \cdot \left(\frac{H_{sx}^2}{g \cdot T_{sx}^2} \right) \quad (18)$$

eine bessere Anpassung als HALLERMEIERS Gleichung liefert. Des Weiteren stellte BIRKEMEIER (1985) fest, dass die einfache Gleichung

$$h_c = 1,57 \cdot H_{sx} \quad (19)$$

eine ausreichende Näherung der closure depth liefert.

Der **untere Vorstrand** (lower shoreface) ist der Bereich, in dem längerfristig Sedimentumlagerung statt findet, morphologische und sedimentologische Veränderungen bei durchschnittlichen hydrodynamischen Bedingungen jedoch mit den gängigen Vermessungsmethoden nicht feststellbar sind. Die morphodynamische Reaktion auf die hydrodynamischen Steuerungsfaktoren Strömungen und Seegang ist langsam und findet typischerweise auf Zeitskalen von Dekaden bis Jahrtausenden statt (STIVE & DE VRIEND, 1995).

Obwohl die closure depth die Grenztiefe, bis zu der signifikante morphologische Änderungen in einem Jahr mit durchschnittlichen hydrodynamischen Bedingungen auftreten, bezeichnet, finden jenseits dieser Tiefe wellen- und strömungsinduzierte Sedimentumlagerungen statt. Diese Umlagerungen sind jedoch an Starkwind- oder Sturmereignisse geknüpft und haben somit einen episodischen Charakter. Die Grenztiefe, bis zu der signifikanter, welleninduzierter, küstennormaler Sedimenttransport während eines Jahres mit durchschnittlichen hydrodynamischen Bedingungen auftritt (HALLERMEIER, 1981), bezeichnet nach COWELL et al. (1999) die seewärtige Begrenzung des unteren Vorstrandes und wird im Folgenden „aktive Tiefe“ genannt. WRIGHT (1995) sieht diese Grenztiefe („depth of incipient motion“) dagegen dort, wo die größten Wellen im betrachteten Zeitraum noch die Fähigkeit besitzen, eine Sedimentbewegung zu initiieren.

Die seewärtige Begrenzung des unteren Vorstrandes kann im Falle einer wellendominierten Küste durch die Wellenbasis (s.o.) angenähert werden. In Wassertiefen, die geringer als die Wellenbasis sind, kommen die durch Oberflächenwellen ausgelösten Orbitalbewegungen der Wasserteilchen mit dem Meeresboden in Berührung und eine wechselseitige Beeinflussung zwischen Orbitalbewegungen und Meeresboden findet statt.

Eine weitere empirische Gleichung zur Berechnung der seewärtigen Begrenzung des unteren Vorstrandes liefert HALLERMEIER (1981):

$$h_i = (\bar{H}_s - 0,3 \cdot \sigma) \cdot \bar{T}_s \cdot \sqrt{\frac{g}{5.000 \cdot d}} \quad (20)$$

Dabei ist \bar{T}_s die durchschnittliche jährliche signifikante Wellenperiode und d die repräsentative Korngröße für den unteren Vorstrand.

Die Unterteilung des Vorstrandes in einen oberen und einen unteren Bereich spiegelt die Unterschiede in der Größenordnung und der Häufigkeit von Sedimenttransportereignissen wider (WRIGHT, 1987). Darüber hinaus unterscheiden sich oberer und unterer Vorstrand in den hydrodynamischen Prozessen, die für die Steuerung des Sedimenttransportes verantwortlich sind. Während auf dem unteren Vorstrand welleninduzierte Orbitalbewegungen und windgetriebene Strömungen von entscheidender Bedeutung für die Remobilisierung und den Transport von Sediment sind, wird der obere Vorstrand von der hochdynamischen Brandungszone dominiert (COWELL et al., 1999). Hier wird ein großer Teil des stattfindenden Sedimenttransports von den Brandungsströmungen generiert. Darüber hinaus ist die Resuspension von Sediment durch brechende Wellen sehr intensiv und langperiodische Infra-schwerewellen können z.T. erheblich zum Sedimenttransport beitragen (BEACH & STERNBERG, 1988; OSBORNE & GREENWOOD, 1992a, b).

Küstenlängsströmungen können bei ausreichender Verfügbarkeit von transportierbarem Sediment umfangreiche Verlagerungen von Material entlang der Küste initiieren und im Falle von dominierenden Nettotransportrichtungen zur Ausbildung von Haken und Nehrungen führen.

Im Falle eines kleinräumigeren Transports durch küstennahe Zirkulationszellen führen feeder currents Rippströmungen Material zu, das dann durch diese seewärts transportiert wird. Die seewärtige Erstreckung von Rippströmungen liegt typischerweise im Bereich von einigen hundert Metern (SHEPARD, 1936; DOBSON & DRAPER, 1965; MORANG & MCMASTER, 1980); sie kann jedoch Werte über 1 km (MCKENZIE, 1958; COOK, 1970; REIMNITZ et al., 1976; SHORT, 1985) und Wassertiefen von 12 bis 18 m (HILTON & HESP, 1996) bzw. 30 m (REIMNITZ et al., 1976) erreichen. Die größten Rippströmungen entstehen unter Sturmbedingungen (COOK, 1970). Rippströmungen stellen somit einen wichtigen Mechanismus für den seewärtigen Transport von Sediment dar (SHORT, 1985).

Rippströmungen sind zeitlich und räumlich nicht konstant, sie variieren in Abhängigkeit von den Seegangsbedingungen und der Unterwassermorphologie hinsichtlich der Strömungsgeschwindigkeit (AAGAARD et al., 1997), der küstenparallelen Abstände (SHORT, 1985) und der seewärtigen Ausdehnung (COOK, 1970; SHORT, 1985). Mitunter kann die Zirkulation in Zellen auch ganz zum Erliegen kommen und einem seewärtigen Transport in Form von Unterströmungen Platz machen (AAGAARD et al., 1998). Feldmessungen zu Unterströmungen sind jedoch sehr rar (AAGAARD & MASSELINK, 1999) und dem entsprechend ist wenig darüber bekannt, welche Rolle und Bedeutung sie für den küstennormalen Transport spielen.

Um eine küstennahe Zirkulation zu generieren, müssen einlaufende Wellen in der Brandungszone im signifikanten Maße Energie dissipieren (WRIGHT, 1995). Aus diesem Grunde ist es sinnvoll, zwischen drei unterschiedlichen morphodynamischen Zuständen von Brandungszonen zu unterscheiden (WRIGHT & SHORT, 1984):

1. Dissipative Brandungszonen
2. Reflektive Brandungszonen
3. Intermediäre Brandungszonen

Dissipative Brandungszonen zeichnen sich durch ein geringes Gefälle und mehrere küstenparallele Sandriffe aus. Aus diesem Grunde erstreckt sich die Brandungszone sehr weit seawärts und Wellen beginnen bereits weit vor der Küste zu brechen. Bei der Annäherung an die Küste wird praktisch die gesamte Wellenenergie dissipiert. Reflektive Brandungszonen weisen dagegen ein hohes Gefälle ohne Sandriff auf. Die einlaufenden Wellen können praktisch ungebrochen den Strand erreichen. Dazwischen existieren sog. intermediäre Übergangstypen dieses Kontinuums von Zuständen einer Brandungszone. Die Ausbildung von küstennahen Zirkulationszellen mit Rippströmungen ist überwiegend auf intermediäre Brandungszonen beschränkt (SHORT, 1985), während Unterströmungen für dissipative Brandungszonen typisch sind (SHORT, 1999).

2.2 Gebietsspezifische Rahmenbedingungen - Tromper Wiek

2.2.1 Geologischer Aufbau und Entwicklung

Der geologische Bau und die Entwicklung der Tromper Wiek seit dem Spätglazial wurden von LEMKE (1998), LEMKE et al. (1998, 2002), SCHWARZER et al. (2000) und TRIESCHMANN (2000) beschrieben. Basierend auf den Ergebnissen von JENSEN et al. (1997), die für die südwestliche Ostsee zwischen Fehmarn-Belt und Arkonabecken eine sequenzstratigraphische Gliederung der spät- und postglazialen Sedimente erarbeitet haben, können fünf sequenzstratigraphische Einheiten unterschieden werden (Abbildung 10):

Die liegende Einheit E1 besteht aus Till, der der Weichsel-Kaltzeit zuzurechnen ist. Die Oberfläche des Tills ist durch tief eingeschnittene Rinnen strukturiert (Abbildung 10). In diesen Rinnen lagern glaziolakustrine Sedimente der Einheit E2, die unmittelbar nach dem Rückzug des Weichsel-Eises sedimentierten (LEMKE et al., 1998). Die im Hangenden von E1

und E2 sedimentierte Einheit E3a besteht in der Tromper Wiek aus feinsandigen Silten, die während des Höchststandes der Transgression des Baltischen Eisstausees abgelagert wurden. Dies lässt sich aus AMS-¹⁴C-Altersbestimmungen von 10.100 ± 120 a BP (ca. 11.700 cal. a BP⁴) sowie 10.570 ± 150 a BP (ca. 12.700 cal. a BP⁵) schließen (LEMKE et al., 1998). Die küstennahe Randfazies der Einheit E3a wird von SCHWARZER et al. (2000) und TRIESCHMANN (2000) beschrieben. Demnach entwickelte sich in der Tromper Wiek ein ausgedehntes Strandwall-Lagune-System. Die nur im zentralen Teil der Tromper Wiek verbreitete Einheit E4 besteht aus feinsandig-siltigen Sedimenten des Ancylussees. Ein in die Einheit E4 eingelagerter Torf wurde auf 9.590 ± 140 a BP (ca. 10.900 cal. a BP⁶) datiert (LEMKE et al., 1998). Die litorina- bis postlitorinazeitlich gebildeten sandigen Schlicke der Einheit E5 sind ebenfalls auf den Zentralteil der Bucht (TRIESCHMANN, 2000) sowie den Bereich nördlich von Jasmund beschränkt (LEMKE et al., 1998).

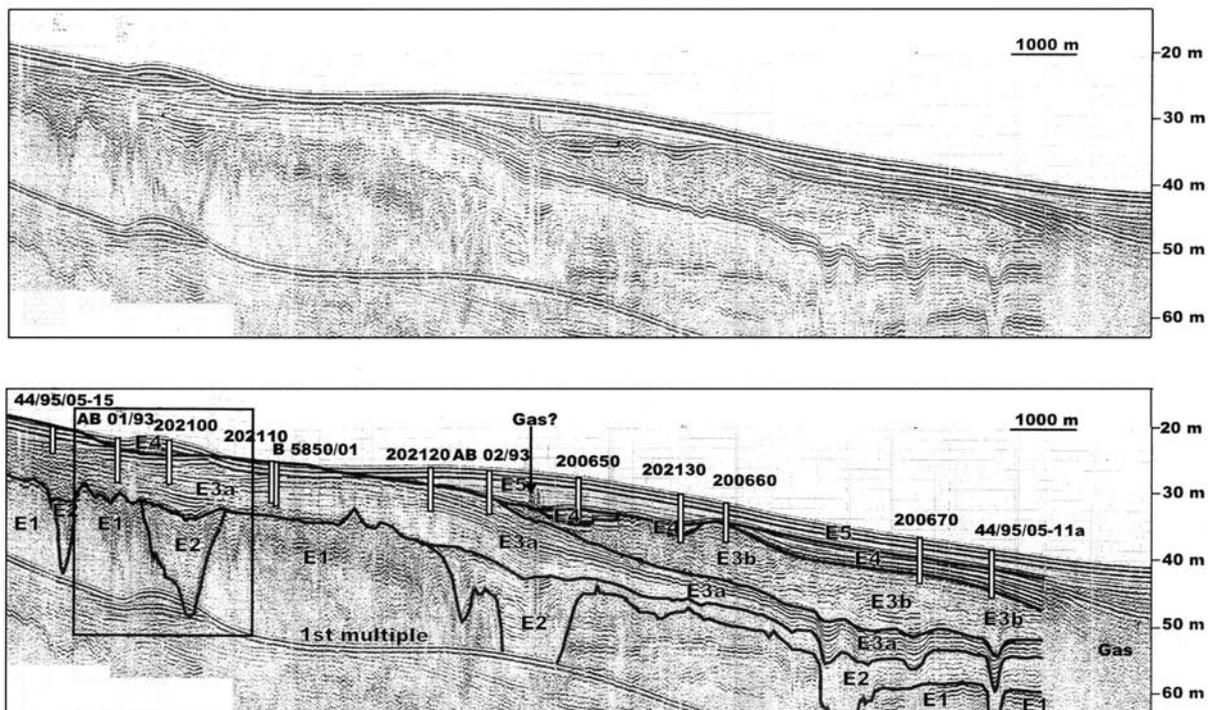


Abbildung 10: Seismostratigraphische Einheiten in der Tromper Wiek auf der Grundlage eines interpretierten Boomer-Profiles nach LEMKE et al. (1998). E1 - Till, E2 - spätglaziale glaziolakustrine Sedimente, E3a - Sedimente der finalen Transgression des Baltischen Eisstausees, E3b - fluviatile oder Küstensedimente der Yoldia-Phase, E4 - Sedimente des Ancylussees, E5 - litorina- bis postlitorinazeitliche Schlicke

⁴ 12.790, 12.741 und 12.643 cal. a BP (siehe Fußnote ²)

⁵ 11.687, 11.677 und 11.642 cal. a BP

⁶ 11.068, 10.940, 10.860, 10.823, 10.809, 10.795 und 10.794 cal. a BP

Die postglaziale Küstenentwicklung setzte im Untersuchungsgebiet ein, als während der Jüngerer Dryas die Schmelzwässer des Baltischen Eisstausees das nördliche Rügen erreichten. Die Sedimente des Baltischen Eisstausees lassen sich in der Tromper Wiek bis in ein Niveau von -9 mNN verfolgen (SCHWARZER et al., 2000; TRIESCHMANN, 2000) und können der finalen Transgressionsphase des Baltischen Eisstausees vor ca. 10.300 a BP zugeordnet werden. Im Verlauf dieser Transgression entwickelte sich ein Strandwall-Lagunen-System in der Tromper Wiek. Im Schutze der Strandwälle lagerten sich feinkörnige, laminierte Sedimente in der Lagune ab (SCHWARZER et al., 2000).

Nach der Absenkung des Wasserspiegels durch das Auslaufen des Baltischen Eisstausees vor ca. 10.300 a BP (12.200 cal. a BP) setzten in der Tromper Wiek während der Yoldia-Phase festländische Bedingungen ein. Erst mit der Ancylus-Transgression kam das Untersuchungsgebiet teilweise wieder unter aquatischen Einfluss. Die zur Ancylus-Transgression zugerechneten Sedimente der Einheit E4 lassen sich bis ca. -16 mNN nachweisen (TRIESCHMANN, 2000). Auf das Transgressionsmaximum des Ancylussees folgte eine Regression mit einer Absenkung des Wasserspiegels um ca. 10 m (LEMKE, 1998).

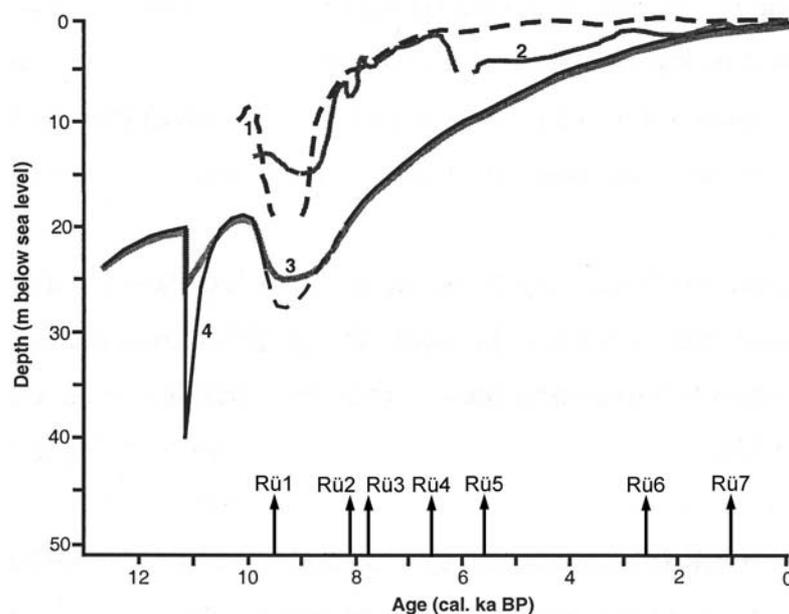


Abbildung 11: Relative Meeresspiegelveränderungen (1) in der Tromper Wiek nach SCHUMACHER & BAYERL (1997), (2) an der vorpommerschen Küste nach KLIEWE & JANKE (1982), (3) in der Mecklenburger Bucht sowie (4) im Arkonabecken nach BENNIKE & JENSEN (1998). Nach HUSEIN (2001, verändert)

Die Wasserspiegelentwicklung in der Tromper Wiek seit ca. 9.000 a BP (10.200 cal. a BP) ist von SCHUMACHER & BAYERL (1997, 1999a, 1999b) untersucht worden (Abbildung 11). Demnach gibt es indirekte Anzeichen für ein erstes Transgressionsmaximum (Rügen 1) in

-13 mNN vor ca. 8.500 a BP (9.500 cal. a BP), gefolgt von einer Regression. In der Folgezeit stieg der Meeresspiegel zwischen 8.000 und 5.800 a BP (8.900 - 6.600 cal. a BP) in drei Transgressions-Regressions-Zyklen (Rügen 2 bis 4) von -15 bis auf -1,5 mNN an. Während der Transgressionsphase Rügen 2 (8.000 - 7.300 a BP, entsprechend 8.900 - 8.100 cal. a BP) betrug die Anstiegsrate bis zu 2 cm/a (SCHUMACHER & BAYERL, 1997). Erste Küstenausgleichsprozesse im Bereich der Schaabe setzten während einer Regressionsphase vor ca. 7.200 a BP (8.000 cal. a BP) ein (SCHUMACHER & BAYERL, 1999b). Das älteste Strandwallsystem der Schaabe entstand bis ca. 5.800 a BP oder 6.600 cal. a BP (Rügen 4-Transgressionsmaximum) und riegelte den Großen Jasmunder Bodden von der Ostsee ab.

Für den nachfolgenden Zeitraum von 5.800 - 5.200 a BP (6.600 - 5.900 cal. a BP) gibt es Indikatoren für eine Regression (GRAMSCH, 1978), die nach JANKE & LAMPE (2000) von 5.800 - 5.000 a BP (6.600 - 5.700 cal. a BP) die gesamte vorpommersche Ostseeküste umfasste. Aus dem Vergleich der Rügen-Kurve mit MÖRNER'S (1980) eustatischer Meeresspiegelkurve aus dem Kattegat schließen SCHUMACHER & BAYERL (1999a, b) auf eine tektonische Hebung von 6 - 6,5 m zwischen 7.000 und 5.000 a BP (7.800 - 5.700 cal. a BP). Diese Hebung führte offensichtlich zu der oben erwähnten Regression. Um ca. 5.000 a BP (5.700 cal. a BP) wurde das älteste Strandwallsystem in Folge der Rügen 5-Transgression teilweise erodiert. In der Folgezeit wurde ein von NW nach SE gerichteter Hakenvorbau dominant. Hakenvorbau und Erosion der Haken wechselten sich danach bedingt durch Trans- und Regressionsphasen ab. Zum bisher letzten Mal wurde die Verbindung des Großen Jasmunder Boddens mit der Ostsee vor ca. 900 a geschlossen. Seitdem stehen die durch den Küstenlängstransport von den Halbinseln Wittow und Jasmund zur Schaabe transportierten Sedimente der Verflachung des Vorstrandes zur Verfügung (SCHUMACHER & BAYERL, 1999b). Die Schaabe befindet sich im Sinne von KLEWE & JANKE (1991: Abbildung 6) im Reifestadium ihrer Entwicklung.

2.2.2 Hydrodynamische Verhältnisse

Seegang und Strömungen stellen wesentliche hydrodynamische Steuerungsfaktoren für die Sedimentdynamik dar. Ihre Anregung ist mit den Windverhältnissen eng verknüpft. Daher werden diese zunächst betrachtet.

Die Windverhältnisse in der Pommerschen Bucht wurden von MOHRHOLZ (1998) analysiert. Auf der Basis einer elfjährigen Zeitreihe (1980 - 1990) von Winddaten der meteorologischen Station Arkona (Halbinsel Wittow) kommt er zu folgenden Ergebnissen: Winde aus W bis SW mit einem Anteil von 43 % und Winde aus östlichen Richtungen mit 22 % sind die

vorherrschenden Windlagen. Nördliche und südöstliche Richtungen treten dagegen selten auf. Die mittleren Windgeschwindigkeiten variieren zwischen 5 - 9 m/s und weisen einen ausgeprägten Jahresgang auf. Dabei sind die mittleren Windgeschwindigkeiten im Januar am höchsten und sinken bis Juni auf ihr Minimum ab. Anschließend ist ein Anstieg der mittleren Windgeschwindigkeiten bis Januar zu verzeichnen. Die vorherrschenden Hauptwindlagen weisen eine deutliche Saisonalität auf: vorwiegend Ostwind von Februar bis Mai, dominierende westliche Richtungen von Juni bis September und vorherrschende Winde aus W bis SW von Oktober bis Januar.

Das langfristige Wellenklima in der südlichen Ostsee wurde von BLOMGREN et al. (2001) auf der Basis von fünf 19-jährigen Winddatenzeitreihen (1978 - 1996) mit dem numerischen Modell WAVAD (RESIO, 1993) berechnet. Für die Lokation $54^{\circ} 29' N$ und $14^{\circ} 26' E$ (Wassertiefe ca. -20 mNN) im äußeren Bereich der Pommerschen Bucht betrug die mittlere signifikante Wellenhöhe 1,3 m und die maximale signifikante Wellenhöhe 5,1 m. Die berechneten mittleren und maximalen signifikanten Wellenperioden betragen 4,7 s und 10,2 s. Die Richtungsverteilung der anlaufenden Wellen zeigt ein Vorherrschen der westlichen bis westnordwestlichen Richtungen. Östliche bis ost-südöstliche Richtungen treten dagegen seltener auf.

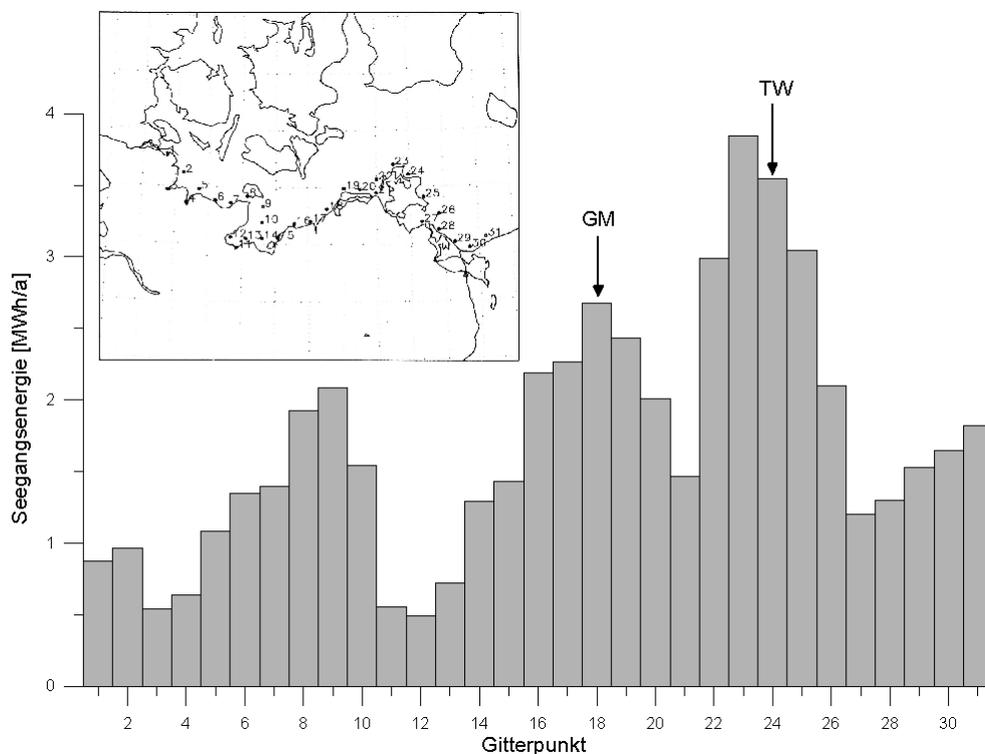


Abbildung 12: Mittlere jährliche Seegangenergieverteilung im Bereich der deutschen Ostseeküste nach KOLAX & HUPFER (1999, verändert). TW - Tromper Wiek, GM - Gaal-Müritz.

Die Seegangenergie ist von KOLAX & HUPFER (1999) für 31 Lokalitäten entlang der deutschen Ostseeküste mit dem Seegangmodell HYPAS (GÜNTHER et al., 1979) simuliert worden (Abbildung 12). Demnach liegt die mittlere Seegangenergie mit ca. 3,5 MWh/a in der Tromper Wiek ($13^{\circ} 30' N$, $54^{\circ} 36' E$, Wassertiefe ca. -20 mNN) bezogen auf die deutsche Ostseeküste vergleichsweise hoch. Höhere Seegangsbelastungen sind nur im besonders exponierten Bereich nordwestlich von Rügen zu erwarten.

Strömungen sind in der Ostsee überwiegend windinduziert, während durch Dichtegradienten und Gezeiten verursachte Strömungen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Entsprechend den wechselnden meteorologischen Bedingungen ist auch das Strömungssystem in der Ostsee zeitlich und räumlich sehr variabel. Oberflächliche Strömungen in der Pommerschen Bucht sind in Abhängigkeit von den vorherrschenden Windrichtungen auf der Grundlage von Satellitenbeobachtungen gut dokumentiert (SIEGEL et al., 1996), spielen aber für Sedimenttransportprozesse am Meeresboden praktisch keine Rolle. Für bodennahe Strömungen liegen dagegen bedeutend weniger Beobachtungsdaten vor. Hier können numerische Simulationen zusätzliche Aufschlüsse geben.

Für die zwei Hauptwindlagen West- und Ostwind hat MUTZKE (1996) das Strömungsfeld in der Pommerschen Bucht in 1 m über Grund simuliert. Die bodennahen Strömungen können bei gleicher Windrichtung deutlich von den Oberflächenströmungen abweichen (BOBERTZ, 1996). Das Strömungsfeld ist in der Pommerschen Bucht räumlich sehr variabel. Bei Westwind ist in der Tromper Wiek mit einem küstennahen Ausstrom entlang der Halbinsel Jasmund zu rechnen. Bei Ostwind zeigt die Simulation dagegen eine antizyklonale (im Uhrzeigersinn) Zirkulationszelle innerhalb der Tromper Wiek.

2.2.3 Sedimentologische Verhältnisse

Die regionale Verteilung der granulometrischen Eigenschaften der Oberflächensedimente in der Pommerschen Bucht ist von BOBERTZ (1996) untersucht worden. In der Tromper Wiek finden sich grobe Restsedimente im Bereich der Halbinsel Wittow sowie in Wassertiefen von ca. -10 bis -15 mNN vor der Schaabe. Sehr feine (0,063 - 0,125 mm) bis feine (0,125 - 0,25 mm) Sande lagern dagegen direkt vor der Schaabe in Wassertiefen unter -10 mNN und im inneren Teil der Tromper Wiek.

Eine ähnliche Unterteilung nahm bereits PLEWE (1940) vor. Demnach lagern vor der Schaabe Feinsande, die bis max. 550 m (Wassertiefe -6,5 mNN) seewärts reichen. Im Bereich dieser Feinsande lassen sich ufernahe Sandriffe ausmachen. Sie sind jedoch in ihrer küsten-

parallelen Erstreckung begrenzt und nur in relativ geringen Wassertiefen anzutreffen (100 - 150 m Uferentfernung nach GELLERT et al., 1985). Korngrößenanalysen der Feinsande deuten auf einen küstenparallelen Korngrößengradienten mit einer Abnahme der Korngröße von den Kliffküsten Wittows und Jasmunds zur Schaabe hin. Vor den Inselkernen Wittow und Jasmund fehlt eine geschlossene Sanddecke. Hier finden sich Steine, genau so wie seewärts der Feinsande vor der Schaabe. Die Steinzone nach PLEWE (1940) korrespondiert weitestgehend mit den Restsedimenten nach BOBERTZ (1996). Scharf abgegrenzt von der Steinzone lagern im küstenfernen, inneren Teil der Tromper Wiek ebenfalls Feinsande, die seewärts in eine „tonige Gyttja“ (nach heutiger Klassifikation als Schlick aufzufassen) übergehen.

Diese Ausführungen zeigen den sehr begrenzten Kenntnisstand bezüglich der Sedimentverteilung in der Tromper Wiek. Noch weniger ist hingegen über die Sedimentdynamik bekannt. Nach PLEWE (1940) kommt es auf dem Vorstrand vor der Schaabe nur zu kleinräumigen und ungerichteten Umlagerungen des oberflächlichen Feinsandes. Die der Tromper Wiek zugewandten Kliffküsten Wittows und Jasmunds hält er für inaktiv und die Schaabe sei heute von jeglicher Sandzufuhr abgeschnitten. Nach SCHUMACHER & BAYERL (1999b) führten dagegen die in den letzten 900 a von den Liefergebieten Jasmund und Wittow herangeführten Sedimente zu einer Verflachung des Vorstrandes vor der Schaabe. Bis in die Gegenwart lässt sich ein seewärtiges Vorrücken der Küstenlinie der Schaabe-Nehrung konstatieren (MENKE, 1994, in SCHUMACHER & BAYERL, 1999b).

2.3 Gebietsspezifische Rahmenbedingungen - Graal-Müritz

2.3.1 Geologischer Aufbau und Entwicklung

Basierend auf den Arbeiten von JENSEN et al. (1997) und LEMKE (1998) wurden von HUSEIN (2001) die folgenden seismostratigraphischen Einheiten im Untersuchungsgebiet Graal-Müritz ausgeschieden (Abbildung 13):

Die liegende Einheit 1 besteht aus Till und kann in mindestens zwei Subeinheiten (Einheit 1b und 1c) unterteilt werden. Der obere Till (Einheit 1c) wird dem Mecklenburger Stadium der Weichsel-Kaltzeit zugeschrieben. Die Oberfläche des Tills ist durch Rinnen strukturiert. Die Rinnen sind mit feinkörnigen Schmelzwasserablagerungen aus der initialen Phase des Baltischen Eisstausees (Einheit 2) verfüllt. Die Einheiten 3 (spätglaziale Sedimente der finalen Phase des Baltischen Eisstausees) und 4 (frühholozäne Süßwasserablagerungen) sind nur in der Kadetrinne nachweisbar. Über den Einheiten 1 und 2 lagern im Untersuchungs-

gebiet holozäne marine Sedimente der Einheit 5. Dabei handelt es sich um überwiegend fein- bis mittelsandige litorina- bis postlitorinazeitliche Ablagerungen. Die Mächtigkeit dieser rezenten, marinen Sande schwankt zwischen 0 und mehr als 3 m und liegt im Durchschnitt bei 0,9 m im Untersuchungsgebiet bzw. 1,1 m im Entnahmegebiet (HUSEIN, 2001).

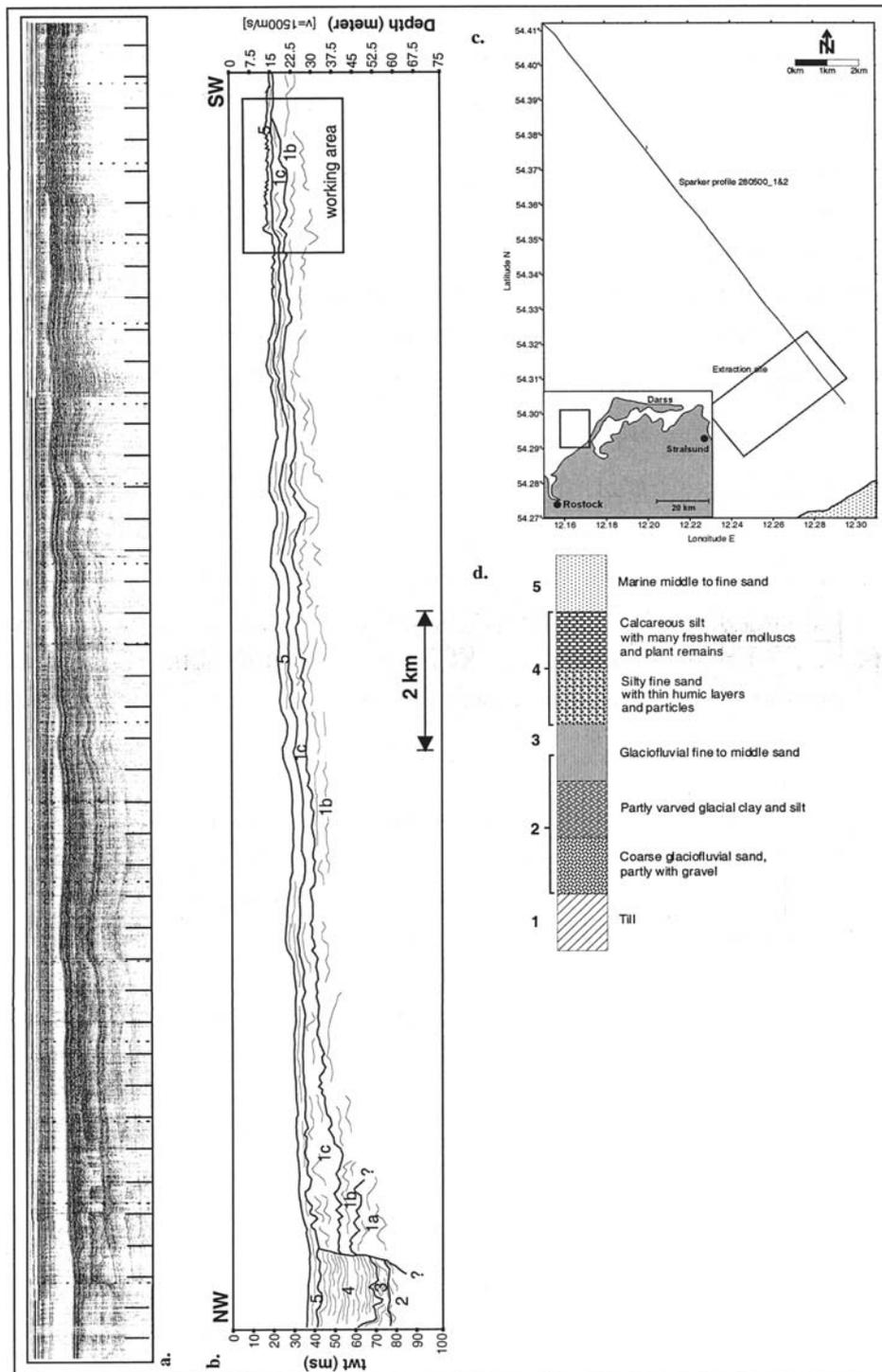


Abbildung 13: Seismostratigraphische Einheiten vor Graal-Müritz auf der Grundlage eines interpretierten Boomer-Profiles nach HUSEIN (2001). E1a, b, c - Tills, E2 - spätglaziale Sedimente aus der Zeit des frühen Baltischen Eisstausees, E3 - spätglaziale Sedimente aus der Zeit des späten Baltischen Eisstausees, E4 - frühholozäne Süßwasserbildungen, E5 - litorina- bis postlitorinazeitliche Sedimente.

Nach dem Rückzug des Weichsel-Eises entwickelte sich während der initialen Phase des Baltischen Eisstausees im Bereich der Darßer Schwelle ein von SW nach NE gerichtetes Entwässerungssystem (LEMKE & KUIJPERS, 1995), mit dem die begrabenen Rinnen im Untersuchungsgebiet von HUSEIN (2001) in Verbindung gebracht wurden. Das Untersuchungsgebiet blieb während der Baltischen Eisstausee-, Yoldia- und Anyclussee-Phase unter festländischem Einfluss. Erst mit der Litorina-Transgression gelangte es in marines Milieu. Auf der Basis von mehreren Wasserspiegelkurven (KLIEWE & JANKE, 1982; SCHUMACHER & BAYERL, 1997; BENNIKE & JENSEN, 1998) schätzt HUSEIN (2001) ab, dass das Untersuchungsgebiet zwischen 8.600 und 5.200 cal. a BP vollständig unter marinen Einfluss gelangte. Seitdem weicht die Küste der Rostocker Heide bedingt durch das weitere Ansteigen des Meeresspiegels bis auf das heutige Niveau zurück. Die Rückgangsrate wird von JANKE (1995) mit mindestens 0,2 m/a angegeben.

2.3.2 Hydrodynamische Verhältnisse

Statistische Winddaten der meteorologischen Station Warnemünde sind für den Zeitraum 1948 bis 1984 von DETTE et al. (2001) publiziert worden. Demnach dominieren bei Windstärken bis 5 Bft. Winde aus S und aus W. Winde ab 6 Bft. wehen dagegen überwiegend aus westlichen Richtungen.

Das Wellenklima vor Warnemünde ($54^{\circ} 12' N$, $12^{\circ} 00'$) wurde von GAYER et al. (1995) mit dem Modell HYPAS für den Zeitraum 01.01.1988 bis 31.12.1992 berechnet. Signifikante Wellenhöhen zwischen 0,6 und 0,8 m waren am häufigsten vertreten; die maximale signifikante Wellenhöhe lag bei ca. 4,0 m. Peakperioden traten am häufigsten zwischen 2,8 und 3,2 s auf. Die maximale Peakperiode lag bei ca. 9 s. Die Richtungsverteilung der anlaufenden Wellen zeigt ein Vorherrschen von westlichen Richtungen.

Die Seegangsenergie liegt im Seegebiet vor Fischland/Rostocker Heide (Position $54^{\circ} 18' N$, $12^{\circ} 18' E$) nach KOLAX & HUPFER (1999) mit 2,7 MWh/a im Bereich der deutschen Ostseeküste relativ hoch, jedoch niedriger als im Bereich NW-Rügen (Abbildung 12).

Der Küstenabschnitt Rostocker Heide-Fischland-Westdarß zwischen der Warnowmündung und dem Norddarß steht langfristig unter Erosion (JANKE & LAMPE, 1998). Das erodierte Material speist einen nach NE gerichteten küstenparallelen Nettotransport in der Brandungszone entlang der Küste. Die Nettotransportkapazität der küstenparallelen Strömungen kann in Abhängigkeit von der Windrichtungsverteilung bei ansonsten gleicher mittlerer Windgeschwindigkeit stark schwanken (STEPHAN & SCHÖNFELD, 1999), bleibt aber prinzipiell NE-

gerichtet. Als Folge finden am Darßer Ort Akkumulation und Landzuwachs statt (JANKE & LAMPE, 1998).

2.3.3 Sedimentologische Verhältnisse und Sedimentdynamik

Die sedimentologischen Verhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle sind von LEMKE (1992) und TAUBER & LEMKE (1995) untersucht worden. Der Meeresboden ist durch eine heterogene Sedimentverteilung mit einer Vielzahl von Sedimenttypen (Till mit Restsedimentbedeckung, Schlicke, Sande etc.) gekennzeichnet. Insgesamt dominieren jedoch Mittelsande (0,2 - 0,63 mm Korndurchmesser) auf über 65 % der Fläche (TAUBER & LEMKE, 1995). Als maßgeblicher Lieferant für die Sande werden oberflächlich anstehende Tills, die in einer Zone zwischen Fischland und Falster ausstreichen, gesehen (LEMKE, 1992). Das Untersuchungsgebiet wird oberflächlich von feinen (0,125 - 0,25 mm) bis mittleren (0,25 - 0,5 mm) Sanden (Udden-Wentworth-Skala) sowie Restsedimenten über Till aufgebaut.

DAVIS et al. (1996) haben im Bereich der Darßer Schwelle die sedimentäre Fazies der Oberflächensedimente durch regionalisierte Klassifikation untersucht. Sie kommen zu dem Ergebnis, dass der westliche Bereich der Darßer Schwelle als Sedimentquelle fungiert, während östlich der Darßer Schwelle Depozentren auszumachen sind. Dieses Resultat deutet auf einen nach NE gerichteten Nettosedimenttransport hin.

Im Bereich der Darßer Schwelle zeigen Riesenrippeln sowie ferner Kometenmarken, Sandbänder und andere Indikatoren einen nach NE gerichteten Sedimenttransport in der Kadetrinne sowie im Seegebiet südlich dieser an. Nördlich der Kadetrinne ist der Transport vorwiegend nach SW gerichtet (LEMKE et al. 1994). Diese Beobachtungen sind nach LEMKE et al. (1994) generell mit den an der Darßer Schwelle beobachteten lateralen Wasseraustauschprozessen (z.B. MATTHÄUS et al. 1982) in Übereinstimmung.

Der Küstenlängstransport in der Brandungszone vor der Küste zwischen Warnemünde und dem Darßer Ort ist nach Berechnungen von STEPHAN & SCHÖNFELDT (1999) nach NE gerichtet. Die Nettotransportkapazitäten können für unterschiedliche Zeitintervalle deutlich schwanken (siehe auch TIEPOLD & SCHUMACHER, 1999). Dies wird mit Veränderungen in der Windrichtungsverteilung bei ansonsten gleicher mittlerer Windgeschwindigkeit erklärt.

Die closure depth als Begrenzung des oberen Vorstrandes inkl. der Brandungszone liegt vor der Küste von Fischland nach Berechnungen von DETTE et al. (2001) in einer Tiefe von ca. -4 mNN (nach Gleichung 19; BIRKEMEIER, 1985) bis -5 mNN (nach Gleichung 17;

HALLERMEIER, 1981). Der untere Vorstrand, dessen seewärtige Begrenzung durch Gleichung 20 definiert ist, erstreckt sich ungefähr bis in Tiefen von ca. -10 mNN.

2.4 Materialentnahme

Bei den Abbaumethoden kann generell zwischen zwei Verfahren der Materialentnahme unterschieden werden (HELCOM 1999): Beim Stechrohrbaggern („anchor hopper dredging“) wird das Baggerschiff über der Lagerstätte verankert (Abbildung 14 A). Über ein Saugrohr wird das Material stationär abgebaut, wodurch Entnahmetrichter von mehreren Metern Tiefe entstehen können. Beim Schleppkopfbaggern („traylor suction hopper dredging“) wird dagegen das Material während der Fahrt durch das über den Meeresboden geschleppte Saugrohr abgebaut (Abbildung 14 B). Es entstehen relativ flache Furchen von ca. 0,5 m Tiefe und einigen hundert Metern Länge.

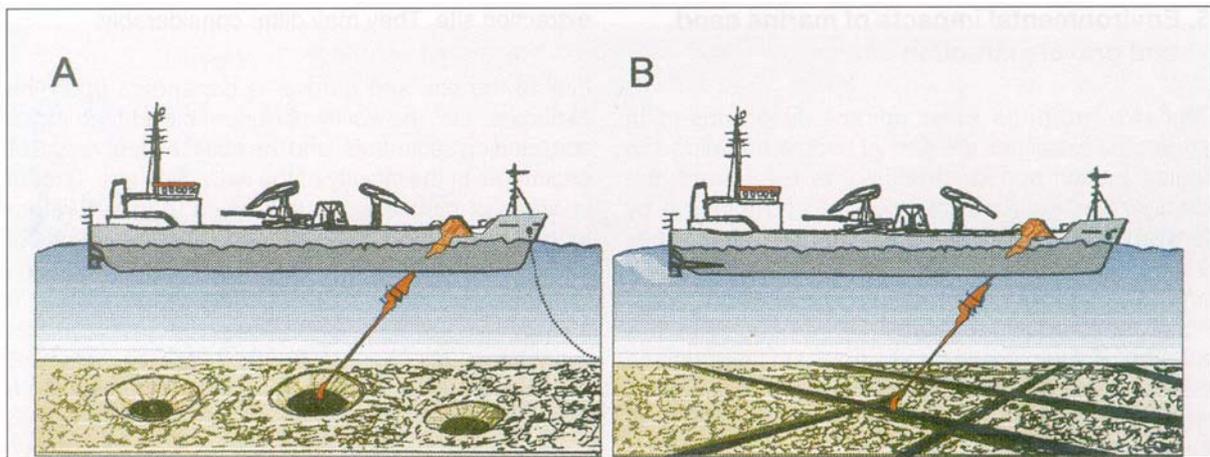


Abbildung 14: Unterschiedliche Abbaumethoden der marinen Materialentnahme: A - Stechrohrbagger und B - Schleppkopfbagger (aus HELCOM, 1999).

In beiden Fällen wird das entnommene Material in den Laderaum des Baggers gepumpt. Dabei wird Ballastwasser aus dem Laderaum verdrängt, welches die feinen Bestandteile des geförderten Materials mit sich führt und eine Suspensionsfahne ausbildet. Mitunter wird das geförderte Material zusätzlich einem Screening unterzogen, d.h. unerwünschte Korngrößenfraktionen werden ausgesiebt und wieder in das Meer gegeben.

Die Entnahme von Sand und Kies im marinen Bereich erfolgt aus Kostengründen oftmals dicht unter der Küste. Dies kann jedoch negative Auswirkungen auf den Sedimenthaushalt der betroffenen Küste haben (HYDRAULICS RESEARCH, 1977 in NIELSEN et al., 1991):

- Wird zu dicht an der Küste Material entnommen, so kann die entstandene morphologische Vertiefung einen seewärtigen Transport vom Strand in die Entnahmestelle auslösen („drawdown“).
- Die Entfernung oder Tieferlegung von der Küste vorgelagerten submarinen Bänken kann zu Küstenerosion führen.
- Die lokale Vertiefung des Meeresbodens durch Materialentnahme kann das Wellenregime beeinflussen. Als Folge kommt es zu Erosion und Akkumulation am benachbarten Strandabschnitt.
- Die Entnahme von marinen Material kann zu einem Entzug von natürlichen Sedimentquellen für den Küstenhaushalt führen.
- Die Sedimenttransportmuster können durch veränderte Strömungen, veränderte Charakteristika der Oberflächensedimente und durch die Entstehung von Sedimentfallen für den Küstenlängstransport beeinflusst werden.

Aus diesen Gründen wird in verschiedenen Studien eine Entnahme von Material in Wassertiefen größer als ca. 16 - 22 m vorgeschlagen (vgl. NIELSEN et al., 1991). Im Bereich der niederländischen ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ, 12 - 200 Seemeilen-Zone) ist z.B. ein Abbau mariner Sande nur in Wassertiefen größer als 20 m erlaubt (VAN ALPHEN et al., 1990).

Die Auswirkungen mariner Materialentnahme und die Regeneration der Entnahmestellen sind in verschiedenen Studien untersucht worden. Oftmals handelt es sich hierbei jedoch um Begleituntersuchungen zu primär biologisch ausgerichteten Studien (z.B. KENNY & REES, 1994, 1996, KRAUSE, 2002). Einige wichtige Ergebnisse werden im folgenden zusammengefasst.

Die natürliche Regeneration eines Kiesentnahmetrichters in der Seine-Bucht nahe Le Havre (Frankreich) ist 15 Jahre nach Beendigung der Entnahmetätigkeit nicht vollendet. Drei Prozesse werden für die Verfüllung angenommen: Sedimentabbrüche an den Trichterflanken, Einbringung von Sanden aus dem Umfeld und lokale, saisonal gesteuerte Schlicksedimentation (AUFFRET, 1997).

Ein von USZINOWITZ (1992) untersuchtes Materialentnahmefeld vor der polnischen Ostseeküste in ca. 15 - 20 m Wassertiefe zeigt im Verlauf von neun Monaten eine Abnahme der Tiefen der Entnahmespuren von 0,2 - 0,7 m auf 0,04 - 0,12 m. Als dominante Verfüllungsprozesse werden Rutschungen von den Rändern der Entnahmespuren und in die Spuren wandern-

der Feinsand angesehen. Das Verfüllungsmaterial ist deutlich feiner als der abgebaute Kies (GAJEWSKI & USZINOWITZ, 1993).

KENNY & REES (1994, 1996) untersuchten die Auswirkungen einer experimentellen Entnahme von 52.000 t Sediment (kiesiger Sand) vor der Ostküste Englands (nördliches Norfolk). Durch die Sedimententnahme entstanden 1 - 2 m breite und ca. 0,3 - 0,5 m tiefe Furchen. Dort wo sich die Entnahmespuren mehrfach kreuzten, wurde der Meeresboden bis zu 2 m tiefer gelegt. In den entstandenen Furchen war an der Sohle eine 1 - 2 cm mächtige Sandlage mit Rippeln feststellbar. Zwei Jahre nach der Entnahme war trotz signifikanter Regenerationsprozesse noch keine vollständige Verfüllung der Entnahmespuren feststellbar. Die teilweise Verfüllung der Spuren durch Sand und Kies erfolgte vorwiegend während der Wintermonate durch Seegang und Gezeitenströmungen.

An der Pakiri-Mangawhai-Küste im NE der Nordinsel Neuseelands wird seit Beginn des 20. Jahrhunderts Sand abgebaut. Die Entnahme erfolgt in Wassertiefen von 3 - 8 m knapp außerhalb des Sandriffsystems. HILTON & HESP (1996) untersuchten in ihrer Studie die seewärtige Begrenzung des Strand-Vorstrand-Systems und den Einfluss der küstennahen Sandentnahme auf den Sedimenthaushalt der Küste. Dabei stellen sie die Hypothese auf, dass die langsame Regeneration des angrenzenden Strandes nach einem schweren Sturm im Jahr 1978 im Zusammenhang mit der Sandentnahme innerhalb des Vorstrandes zu sehen ist.

KRAUSE (2002) untersuchte die Auswirkungen einer Entnahme von ca. 320.000 m³ Sand in der Lagerstätte Wustrow vor der Halbinsel Fischland wenige km nordöstlich des Untersuchungsgebietes Graal-Müritz. Einzelne durch die Entnahme entstandene Furchen waren ca. 0,5 m tief; dort wo sich jedoch mehrere Furchen überlagerten, lag die Vertiefung des Meeresbodens bei durchschnittlich 3 m. Innerhalb von zehn Monaten nach der Entnahme ließ sich eine Abnahme der Anzahl, Breite und Tiefe der Furchen feststellen.

Im Rahmen des Projektes „Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee“ (FIGGE et al., 2002) wurden neben der Tromper Wiek und Graal-Müritz weitere Gebiete untersucht, um ein möglichst großes Spektrum an unterschiedlicher Sedimentdynamik, Sedimentverfügbarkeit und Abbaumethoden abzudecken. In der Lagerstätte Westerland II 7 km westlich von Sylt wurden von 1984 bis 2001 8,5 Mio. m³ Sand für Vorspülungen entlang der Küste von Sylt in Wassertiefen von ca. -14 bis -15 mNN abgebaut. Bei dem abgebauten Material handelt es sich um jungpliozäne Kaolinsande, die von einer, im Bereich der Lagerstätte nur ca. 1 m mächtigen, Lage rezenter Sande überdeckt sind (ZEILER et al., 2000a, b). Durch den Abbau entstanden bis zu 20 m tiefe Entnahmetrichter, die über Jahre bis Jahrzehnte lagestabil sind und sich nur langsam verfüllen. Der Prozess der Verfüllung geschieht

durch das Nachbrechen der Trichterflanken vor allem im Winter sowie durch den Eintrag von feinkörnigem, partikulären Material.

Im Bereich des Hohen Watts 350 m östlich von Pellworm im schleswig-holsteinischen Wattenmeer wurden im Jahre 1994 einmalig 280.000 m³ Sand für Deichverstärkungsmaßnahmen in -0,85 bis -2 mNN entnommen. Der entstandene 13 m tiefe Entnahmetrichter war innerhalb von 6 Jahren zu 98 Vol.-% verfüllt.

2.4.1 Tromper Wiek

In der Tromper Wiek wurden zwei in Hinsicht auf Sediment, Nutzung und Wassertiefe unterschiedliche Lagerstätten untersucht. „Tromper Wiek 1“ dient der kommerziellen Kiesgewinnung und befindet sich in Wassertiefen zwischen -9 und -16 mNN südöstlich der Halbinsel Wittow. Aus der Lagerstätte wurde seit 1988 von der Fa. Müsing GmbH sandiger Kies gefördert. Bis 2000 betrug das geförderte Volumen der Kiese 231.200 m³ entsprechend ca. 428.000 t (schriftl. Mitt. K. Brauckhoff, Müsing GmbH). Nach 2000 erfolgten keine Förderungen mehr. Die jährlichen Fördermengen sind in Abbildung 15 zusammengefasst. Die Entnahme erfolgte durch das Stechrohrbaggerverfahren (Abbildung 14A), wobei das Fördergut einem Screening unterzogen und Sedimente mit Korndurchmessern < 2 mm wieder ins Meer gegeben wurden. Bei einem durchschnittlichen Kiesgehalt der sandigen Kiese von ca. 50 % belief sich das gespillte Sedimentvolumen von 1988 bis 2000 auf ca. 230.000 m³ (schriftl. Mitt. K. Brauckhoff, Müsing GmbH).

Die Lagerstätte Tromper Wiek Ost dient als Entnahmestelle für den Küstenschutz (Strandaufspülungen) und liegt in Wassertiefen zwischen -14 und -21 mNN südöstlich der Lagerstätte Tromper Wiek 1. Aus der Lagerstätte wurden im Jahr 1989 151.000 m³ (256.700 t) und im Herbst 2000 104.000 m³ (176.800 t) Sand gefördert (schriftl. Mitt. W. Sorge, Bergamt Stralsund). Die Entnahme erfolgte mit dem Schleppkopfbaggerverfahren.

2.4.2 Graal-Müritz

Die Lagerstätte Graal-Müritz 1 liegt zwischen 2.500 und 4.500 m Uferentfernung vor dem Seebad Graal-Müritz in Wassertiefen zwischen -7 und -12 mNN. Sie dient als Lagerstätte für den Küstenschutz (Strandaufspülungen) und wird seit 1988 genutzt. Die Fördermengen zwischen 1988 und 2000 sind aus Abbildung 16 ersichtlich. Die gesamte Fördermenge beläuft sich auf ca. $1,74 \times 10^6$ m³. In der Lagerstätte befanden sich zum Zeitpunkt der Profilauf-

nahmen (1999/2000) nach HUSEIN (2001) ca. $9 \times 10^6 \text{ m}^3$ marine Sande. Die Entnahme erfolgte mit dem Schleppkopfbaggerverfahren.

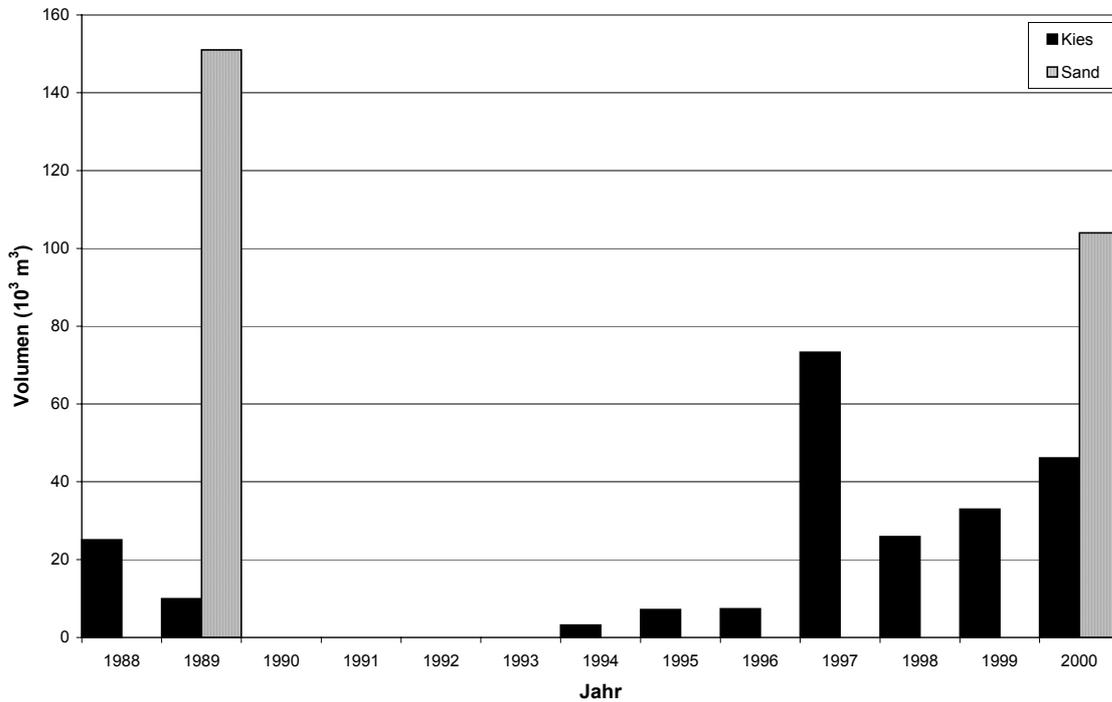


Abbildung 15: Jährliche Fördermengen von sandigen Kiesen in der Lagerstätte Tromper Wick 1 und Sanden in der Lagerstätte Tromper Wick Ost. Daten vom Bergamt Stralsund (Sand) und der Fa. Müsing (Kies).

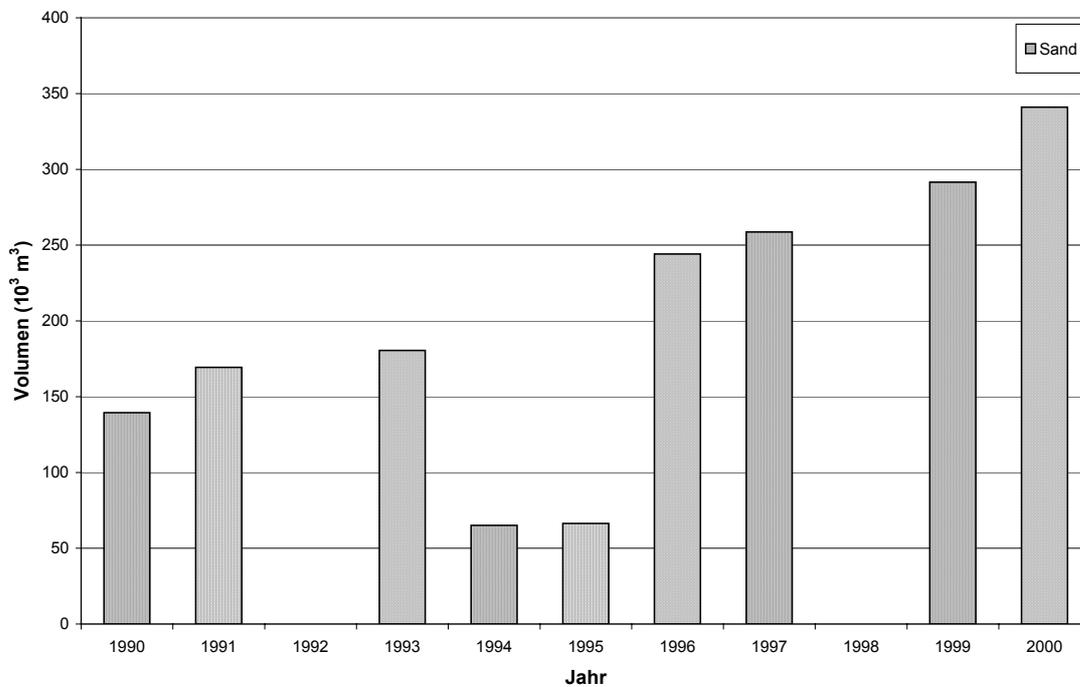


Abbildung 16: Jährliche Fördermengen von Sanden in der Lagerstätte Graal-Mürzitz 1. Daten vom StAUN Rostock.

3. Methodik

3.1 Schiffsgestützte Methoden

3.1.1 Navigation

Sämtliche Messfahrten wurden mit einem Differential-GPS (Global Positioning System) durchgeführt, dass eine Genauigkeit von ± 3 m erreicht (HOLLER, 1995).

3.1.2 Echolot

Für weiter führende Untersuchungen im marinen Bereich ist die Kenntnis der bathymetrischen Verhältnisse eine grundlegende Voraussetzung. Zu diesem Zwecke wurden während der Messfahrten bathymetrische Daten mit einem Echolot (LAZ 4700, Elac) erhoben und digital gespeichert.

3.1.3 Seitensicht-Sonar

Zur flächendeckenden Aufnahme des Meeresbodens sowie zur Identifikation von möglichen Veränderungen der Sedimentverteilungsmuster wurde ein hochauflösendes Zweifrequenz-Seitensicht-Sonar (Klein Assoc. Inc., USA, Modell 595) eingesetzt. Das Gerät arbeitet mit nominellen Frequenzen von 100 und 500 kHz. Da einer hohen Auflösung der Vorzug gegenüber einer höheren Reichweite gegeben wurde, erfolgte der Betrieb des Seitensicht-Sonars ausschließlich im hochfrequenten Modus (s.u.). Das System besteht aus einem Schleppfisch, der an einem armierten Mehrleiterkabel hinter dem Schiff geschleppt wird, und einer Bordeinheit, in der sich ein Schreiber und die Elektronik befinden (HOLLER, 1995). Zur digitalen Aufzeichnung und Weiterverarbeitung der Daten wurde die Software ISIS SONAR und DELPH MAP (Triton Elics) benutzt.

Der Schleppfisch enthält an der Back- und der Steuerbordseite jeweils einen Schwinger (Abbildung 17). Der Schwinger sendet fächerförmig akustische Signale aus, die horizontal stark gebündelt sind, während vertikal große Öffnungswinkel vorliegen (HOLLER, 1995). Auf diese Weise kann die Meeresbodenoberfläche auf einer festlegbaren Breite („range“) abgetastet werden. Das vom Meeresboden zurück gestreute Signal wird von den Empfängern am Schleppfisch aufgenommen. Die Stärke des rückgestreuten Signals wird in Graustufenwerten codiert aufgezeichnet und liefert auf diese Weise eine Sonographie des Meeresbodens. Im Rahmen dieser Arbeit sind hohe Rückstreuungswerte dunkel und niedrige Rückstreuungswerte hell dargestellt. Die Stärke des rückgestreuten Signals hängt von drei Faktoren ab (BLONDEL & MURTON, 1997):

- der Neigung des Meeresbodens zur einfallenden Schallwelle;
- der Rauigkeit des Meeresbodens im Bereich von Längenskalen, die in der Größenordnung der Wellenlänge des abgestrahlten Signals (ca. 4 mm) liegen;
- den spezifischen Eigenschaften des Meeresbodens, wie z.B. Korngröße, Dichte oder Zusammensetzung.

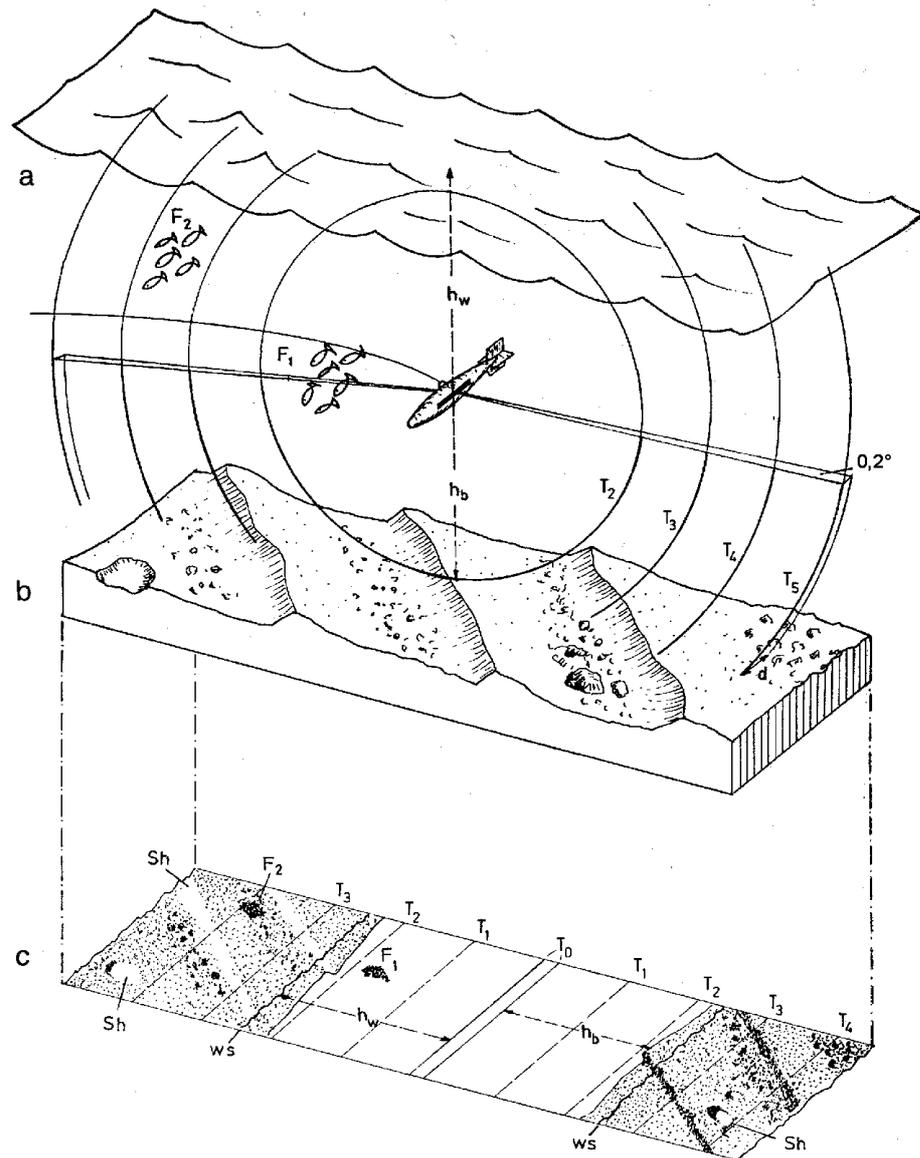


Abbildung 17: Prinzip des Seitensicht-Sonar-Systems: a - Wasseroberfläche, b - Meeresboden, c - Sonographie, T_0 - Ausgangsimpulse, T_1 bis T_5 - Zeitmarken (gleichzeitig Skalenlinien), S_h - akustischer Schatten, F_1 und F_2 - Fischschwärme, d - Auflösung am Boden, h_w - Abstand Wasseroberfläche - Schwinger, h_b - Abstand Schwinger - Boden (aus NEWTON et al., 1973).

Sind große topographische Variationen nicht vorhanden, so wird im allgemeinen davon ausgegangen, dass die Korngröße der Meeresbodensedimente in erster Linie die Stärke des

rückgestreuten Signals bestimmt, da sie sowohl Einfluss auf die spezifischen Eigenschaften als auch auf die Rauigkeit des Meeresbodens hat. Feine Sedimente (Silt, Ton) liefern niedrige Rückstreuungswerte, grobe Sedimente (Kies) resultieren in einer hohen Rückstreuung. Diese Annahme konnte für sandige Sedimente prinzipiell bestätigt werden (DAVIS et al., 1996). Das Vorhandensein von größeren Korngrößen (> 4 mm) kann den quantitativen Zusammenhang zwischen Rückstreuungsstärke und Korngröße jedoch in starkem Maße negativ beeinflussen (GOFF et al., 2000).

Auflösung bezeichnet die minimale Entfernung, die zwei Objekte haben müssen, um in der Sonographie unterscheidbar zu sein. Prinzipiell kann zwischen transversaler Auflösung parallel zur Fahrtrichtung und vertikaler Auflösung senkrecht zur Fahrtrichtung unterschieden werden. Die transversale Auflösung R_t ist eine Funktion des Bündelungswinkels β des ausgesandten Signals und der Entfernung d der Objekte vom Schleppfisch (FLEMMING, 1976):

$$R_t = d \cdot \sin \beta \quad (21)$$

Die transversale Auflösung nimmt folglich mit zunehmender Entfernung vom Schleppfisch ab. Die vertikale Auflösung R_v ist von der Pulslänge des ausgesandten Signals und damit von der Frequenz des Sonarsystems abhängig. Hochfrequente Sonarsysteme haben kurze Pulslängen und dem entsprechend hohe vertikale Auflösungen.

Die Sonographien weisen in der Regel Verzerrungen auf, die durch Instabilitäten des Schleppfisches, Variationen der Schleppgeschwindigkeit und die Höhe des Schleppfisches über Grund verursacht werden. Schleppfischinstabilitäten werden durch eine am IfG entwickelte Schleppkonfiguration weitgehend eliminiert. Die beiden letzteren Ursachen lassen sich mit digitalen Systemen korrigieren (FISH & CARR, 1990).

Die Aufzeichnungsgeschwindigkeit von Sonographien muss bei analogen Systemen mit Graphikrekorder auf die Schiffsgeschwindigkeit abgestimmt werden, um eine Verzerrung in Fahrtrichtung zu vermeiden. In der Praxis wird dies im Rahmen der erforderlichen Genauigkeit durch eine festgelegte Schiffsgeschwindigkeit und eng gesetzte Zeit- oder Positionsmarken erreicht. Digitale Systeme können aus der aktuellen Schiffsgeschwindigkeit, die aus den GPS-Navigationsdaten kontinuierlich errechnet wird, die erforderliche Geschwindigkeitskorrektur („speed correction“) berechnen.

Laterale Verzerrungen („slant-range distortion“) senkrecht zur Fahrtrichtung haben ihre Ursache in der Höhe des Schleppfisches über Grund (FLEMMING, 1976). Die Entstehung

dieser Verzerrung wird anhand Abbildung 18 illustriert: Zwei nahe am Schleppfisch gelegene Objekte mit dem Abstand d haben annähernd gleiche Laufzeiten t_1 und t_2 , während zwei weit entfernt vom Schleppfisch befindliche Objekte mit dem selben Abstand d deutlich differierende Laufzeiten t_3 und t_4 aufweisen. Ohne Korrektur („slant-range correction“) werden Gebiete nahe des Schleppfisches stärker gestaucht als solche in großer Entfernung zum Schleppfisch. Digitale Systeme können aus den Laufzeiten und der Höhe des Schleppfisches über Grund die notwendigen Korrekturen durchführen (BLONDEL & MURTON, 1997).

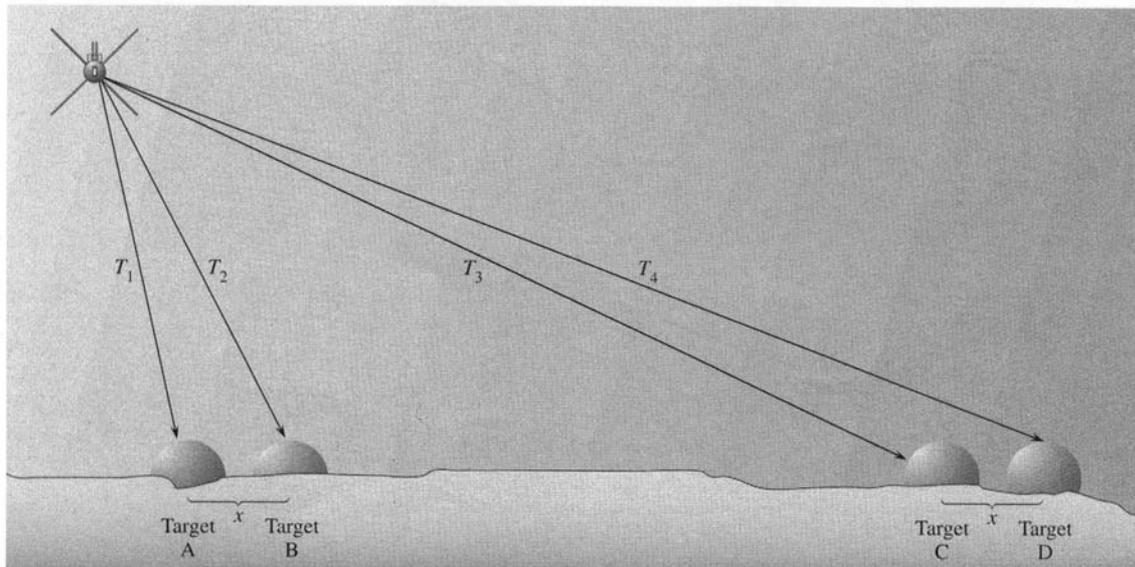


Abbildung 18: Das Prinzip der slant-range distorsion (aus FISH & CARR, 1990). Nähere Erläuterungen im Text.

In der ersten Phase der Untersuchungen stand noch kein digitales Datenakquisitions- und Auswertungsprogramm zur Verfügung. Die Auswertung erfolgte anhand von analogen Sonographien, die mit einem Thermoprinter erzeugt wurden. Die oben erwähnten Verzerrungen wurden im Rahmen der Zeichengenauigkeit bei der Übertragung der sonographischen Daten in eine Karte (Maßstab 1 : 10.000) berücksichtigt. Die ab August 1999 digital aufgezeichneten Daten wurden mit der ISIS SONAR-Software entzerrt (speed correction und slant-range correction), nachbearbeitet („post-processing“) und in Mosaikdaten umgewandelt. Die Nachbearbeitung umfasste u.a. die Glättung der Navigationsdaten, die Positionskorrektur durch Berücksichtigung des Abstands zwischen GPS-Empfänger und Schleppfisch und z.T. Filterung. Die Mosaikdaten können als georeferenzierte Mosaik unter Verwendung des Programms DELPH MAP dargestellt werden. Des Weiteren erfolgte die Darstellung und Auswertung der Mosaikdaten mit dem Geographischen Informationssystem ARC VIEW (Esri).

3.1.4 Flachseismik (Boomer)

Zur Erkundung des geologischen Aufbaus und der Lagerungsverhältnisse erfolgten flachseismische Untersuchungen mit einem Boomer-System. Dieses besteht aus einer Schallquelle (UVAC Schwingerplatte, Nautic GmbH oder Uniboom, EG&G), Spannungsversorgungseinheit (PULSAR 2002, CEA srl.), Hydrophonkette, Empfänger (ORE 5210A Geopulse, Ferranti Ocean Research Equipment) und graphischem Rekorder (EPC 9802). Ein Boomer ist ein elektroakustischer Schallwandler, der ein breitbandiges Signal im Frequenzspektrum von ca. 0,5 - 15 kHz abstrahlt (ATZLER, 1995). Die Energie des Signals lässt sich zwischen 150, 300 und 450 J wählen. Die Schallquelle wird in einem Katamaran hinter dem Schiff geschleppt. Das Signal wird an Grenzflächen mit Impedanzsprüngen (Impedanz: Produkt aus Dichte und seismischer Ausbreitungsgeschwindigkeit einer Schicht) reflektiert und von der Hydrophonkette aufgenommen (Abbildung 19). Die zum Empfänger übertragenen Signale werden verstärkt, wahlweise gefiltert und mit dem graphischen Rekorder aufgezeichnet. Darüber hinaus erfolgte eine digitale Aufnahme der Rohdaten mit der Software NWC (Nautic Nord GmbH).

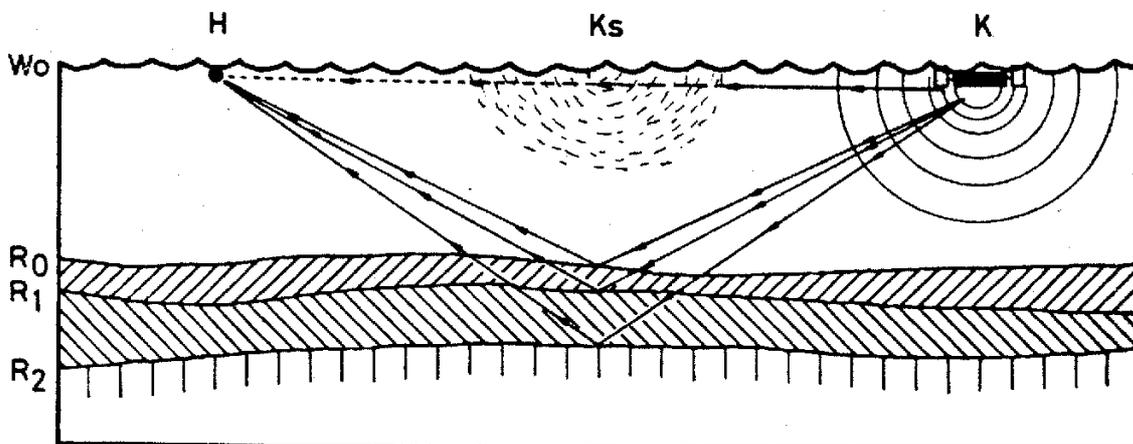


Abbildung 19: Funktionsprinzip des Boomers. K - Katamaran, H - Hydrophon, Wo - Wasseroberfläche, R₀ - R₂ - Reflektoren, Ks - Kielwasser (aus ALTENKIRCH & EIBEN, 1979).

Eindringtiefe und Auflösung sind für die Qualität seismischer Daten wichtige Eigenschaften. Die Eindringtiefe seismischer Wellen in den Untergrund wird vom Impedanzunterschied zwischen Wasser und Sediment bzw. zwischen den Sedimentschichten bestimmt. Große Impedanzunterschiede führen dazu, dass der größte Teil der Energie reflektiert wird

und nur ein geringer Bruchteil in den Untergrund eindringen kann. Die Verringerung der Schallintensität I folgt dabei der Gleichung:

$$I = I_0 \cdot e^{-\alpha \cdot x} \quad (22)$$

mit I_0 = Schallintensität an der Schallquelle, α = Absorptionskoeffizient, x = Entfernung zwischen Schallquelle und Messort. Der Absorptionskoeffizient ist u.a. eine Funktion der Frequenz der abgestrahlten Wellen. Dem entsprechend werden niedrigere Frequenzen benötigt, um höhere Eindringungen zu erzielen (HOLLER, 1995). Maximal können mit dem verwendeten Boomer-System Eindringtiefen bis zu 150 m erzielt werden. In der Regel werden aber bei den Sedimenten der südwestlichen Ostsee nur 20 - 30 m erreicht (ATZLER, 1995).

Die vertikale Auflösung ist der minimale Abstand zwischen zwei unterscheidbaren Reflektoren und beträgt ein Viertel der Wellenlänge der dominanten Frequenz des abgestrahlten Signals (SYLWESTER, 1983). Eine hohe Auflösung erfordert somit kurze Wellenlängen und folglich hohe Frequenzen. Mit einer dominanten Frequenz von ca. 4 kHz (entsprechend einer Wellenlänge von 37,5 cm) liegt die theoretisch erreichbare Auflösung des eingesetzten Boomer-Systems bei ca. 9 cm. Die in der Praxis mit einem Boomer-System erzielbare maximale Auflösung bewegt sich nach REYNOLDS (1997) jedoch in der Größenordnung von 30 cm. SYLWESTER (1983) gibt eine Auflösung von 0,5 - 1,0 m für das teilweise zum Einsatz gekommene Uniboom-System an.

Die Seismogramme des Boomer-Systems stellen die Reflektoren gemäß ihrer Zweiwegelaufzeiten („two-way travel time“) dar. Für eine Umwandlung in Tiefenangaben ist es notwendig, die Ausbreitungsgeschwindigkeiten der seismischen Wellen im Wasser und im Untergrund zu kennen. Die Wellengeschwindigkeit im Wasser ist eine Funktion von Temperatur und Salzgehalt. Sie liegt zwischen 1.450 und 1.530 m/s (REYNOLDS, 1997). Für oberflächennah lagernde (Zweiwegelaufzeit < 0,1 s), unkonsolidierte Sedimente werden Wellengeschwindigkeiten von 1.500 - 1.600 m/s angenommen (SYLWESTER, 1983). LEMKE (1998) setzt für seine Untersuchungen eine Wellengeschwindigkeit von 1.500 m/s an. Da die tatsächlichen Geschwindigkeiten nach oben variieren können, sind die errechneten Tiefen als Mindestwerte anzusehen. Aufgrund der Tatsache, dass sich die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit räumlich und inhaltlich an die Ergebnisse von LEMKE (1998) anschließen, wird hier ebenfalls von einer Geschwindigkeit von 1.500 m/s ausgegangen.

3.1.5 Backengreifer

Ein Backengreifer dient zur punktuellen Entnahme von Oberflächenproben vom Meeresboden. Dies ist zum einen für die Eichung der Sonographien notwendig. Zum anderen wurden die mit dem Backengreifer genommenen Oberflächenproben mittels der Trockensiebanalyse (Kap. 3.3.1) detailliert granulometrisch untersucht. Die Probenahme erfolgte mit einem Backengreifer des Typs Van Veen nach dem HELCOM-Standard.

3.1.6 Vibrohammer-Kerngerät

Zur Eichung der seismischen Daten erfolgten Kernentnahmen mit dem Vibrohammer-Kerngerät „VK 300“ (Fa. Hydrowerkstätten, Kiel). Mit diesem System können bis zu 3 m lange Kerne aus sandigen und z.T. kiesigen Material gezogen werden. Die gezogenen Kerne wurden an Bord oder im Kernlabor beschrieben, fotografiert und beprobt. Die Proben wurden einer Trockensiebanalyse (Kap. 3.3.1) unterzogen.

3.2 Tauchergestützte Methoden

3.2.1 Kurzkerne

Kurzkerne von max. 1 m Länge wurden von wissenschaftlichen Tauchern entnommen. Bei den Kernen handelt es sich um Plexiglasrohre (\varnothing 8 cm), die von Hand in den Meeresboden gedrückt und noch unter Wasser mit Gummipfropfen verschlossen werden. Die entnommenen Kurzkerne wurden im Labor beschrieben, fotografiert, geröntgt und beprobt. Die Proben wurden einer Trockensiebanalyse (Kap. 3.3.1) unterzogen und auf Tracersande (Kap. 3.2.2) untersucht.

3.2.2 Tracersande

Tracersande sind mit fluoreszierenden Farben markierte, natürliche Sande (SCHWARZER, 1989). Zum einen wurden sie eingesetzt, um Transportwege und -richtungen im Bereich der Entnahmetrichter zu ermitteln. Hierfür wurden drei unterschiedliche, fluoreszierende Farben benutzt (rot, grün, blau). Zum anderen wurde Tracersand lagig ausgebracht, um bei nachfolgenden Kernentnahmen anhand des Tracerhorizonts auf die Sedimentationsgeschwindigkeit und die Art des sedimentierten Materials seit dem Ausbringen der Farbsande zu schließen.

Proben aus den Kurzkernen wurden nach der Trockensiebung (Kap. 3.3.1) fraktionsweise auf den Gehalt an Tracersanden unter UV-Licht untersucht. Die Kornzahlen der unterschiedlich gefärbten Tracersande wurden ermittelt und jeweils auf 100 g Siebeinwaage ($0,63 \text{ mm} < \text{Korndurchmesser } d < 1,7 \text{ mm}$) bezogen, um die Vergleichbarkeit unter den Proben zu gewährleisten.

3.2.3 Tracerstifte

Ein Tracerstift ist ein rechteckiger Stab von definierter Länge l_0 . Er besteht aus Tracersanden, die durch ein wasserlösliches Bindemittel miteinander verkittet sind. Tracerstifte dienen zur Quantifizierung von Sedimentumlagerungen. Das Verfahren wurde von RUNTE (1989) für den intertidalen Bereich entwickelt, lässt sich aber auch im subaquatischen Milieu einsetzen (AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT et al., 1997; SCHWARZER & DIESING, 2001; SCHWARZER et al., 2003b). Der Tracerstift wird dazu von wissenschaftlichen Tauchern vertikal in den Meeresboden eingebracht, wobei seine Oberkante mit der Meeresbodenoberfläche abschließt. Das Bindemittel wird von den Porenwässern des umgebenden Sedimentes nach einigen Minuten gelöst. Bei Erreichen der kritischen Bedingungen für den Bewegungsbeginn des Sediments geraten die Tracersande als integrierte, mobile Bestandteile des Sediments in Bewegung.

Nach festgelegten Zeitintervallen entnehmen wissenschaftliche Taucher die Tracerstiftreste mit 40 cm langen Kastenkernen aus dem Meeresboden. Mit der Länge des Tracerstiftrestes l_m in der Sedimentabfolge und der Höhe h des über dem Tracerstiftkopf sedimentierten Materials lassen sich Werte für die Erosion (E) und Akkumulation (A) bestimmen (Abbildung 20). Mit diesen Werten wird die Sedimentbilanz (B) und der Sedimentumsatz (T) berechnet:

$$E = l_0 - l_m \quad (23)$$

$$A = h \quad (24)$$

$$B = A - E \quad (25)$$

$$T = A + E \quad (26)$$

Während die Sedimentbilanz morphologische Veränderungen anzeigt, ist der Sedimentumsatz ein Indikator für die Intensität des Sediment austausches und somit für die Sedimentdynamik. Die Genauigkeit dieser Methode ist relativ hoch. Die Ablesegenauigkeit betrug $\pm 1 \text{ mm}$.

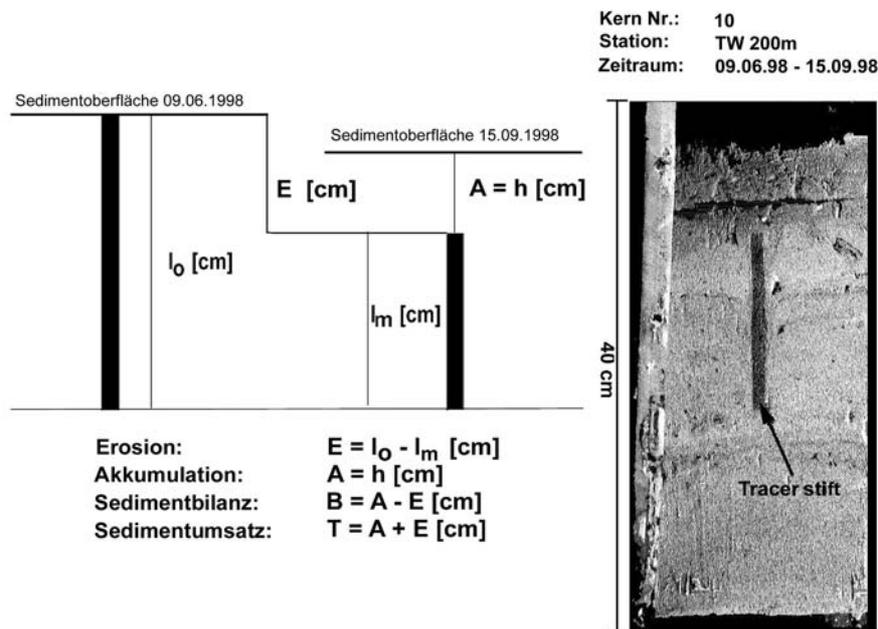


Abbildung 20: Die Methodik der Tracerstiftmessungen: Die rechte Bildhälfte zeigt einen Kurzkern mit Tracerstiftrest. Auf der linken Seite ist die Berechnung der Umlagerungswerte erläutert.

3.3 Labormethoden

3.3.1 Trockensiebanalyse

Die mit dem Backengreifer entnommenen Oberflächenproben wurden einer Trockensiebanalyse unterzogen. Die Siebung erfolgte mit einem Siebsatz gemäß den Anforderungen der ASTM (American Society of Technical Measurement). Dieser besteht aus 35 Sieben mit Maschenweiten zwischen 19 mm und 45 μm entsprechend $-4,25 \phi^\circ$ und $4,25 \phi^\circ$ mit einer Siebabstufung von $0,25 \phi^\circ$. Die ϕ° -Skala wurde von Krumbein (1936) als relativierendes Korngrößenmaß eingeführt. Demnach ist:

$$\phi = -\log_2 \left(\frac{x}{x_0} \right) \quad (27)$$

mit $x_0 = 1 \text{ mm}$ und $x = \text{Korndurchmesser in mm}$. In Abbildung 21 sind unterschiedliche in der Sedimentologie gebräuchliche Korngrößenmaße dargestellt.

Die vom Feinkornanteil ($< 63 \mu\text{m}$) getrennten, entsalzten und getrockneten Proben wurden einer mechanischen Siebung unterzogen. Aus den Siebdaten wurden Korngrößenverteilungskurven für einzelne Proben ermittelt. Des Weiteren erfolgte die Berechnung der

prozentualen Anteile an ausgewählten Fraktionen (Silt und Ton, Feinsand, Mittelsand, Grobsand, Kies). Schließlich wurde der 1. Modus, d.h. des dominanten Korngröße einer Korngrößenverteilung bestimmt.

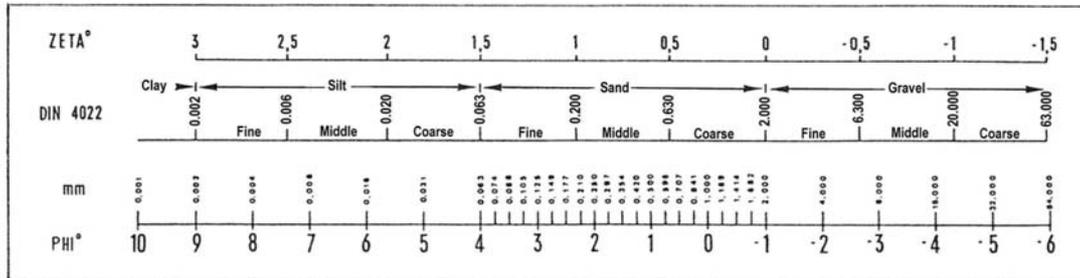


Abbildung 21: Gegenüberstellung verschiedener Korngrößenmaße.

3.3.2 Karbonatmessungen

Messungen des Karbonatgehaltes wurden an Kern- und Oberflächensedimenten durchgeführt. Die Analysen erfolgten mittels der sog. „Karbonatbombe“ (MÜLLER & GASTNER, 1971), die eine schnelle und unkomplizierte Bestimmung des Karbonatgehaltes erlaubt. In einer verschließbaren Glasflasche wurde das karbonathaltige Probenmaterial mit 25 %-iger Salzsäure umgesetzt. Die durch das freigesetzte Kohlendioxid erfolgte Druckzunahme wurde mit einem in Gew.-% CaCO_3 geeichten Manometer gemessen. Der Fehler bei der Bestimmung des Karbonatgehaltes mit dieser Methode liegt bei ± 1 Gew.-% CaCO_3 (HOLLER, 1995).

3.4 Hydrologische Methoden

Sämtliche hydrologische Messungen wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) ausgeführt.

3.4.1 Seegangsmessungen

Seegangsmessungen wurden mit drei unterschiedlichen Messgeräten durchgeführt: Zum Einen kam ein WTR 9 (Wave and Tide Recorder, Aanderaa) zum Einsatz. Dieser führt in äquidistanten Zeitabständen im burst-sampling Druckmessungen mit einer Frequenz von 2 Hz durch, um Seegangshöhen und -perioden zu erfassen. Die Genauigkeit liegt im Bereich von

1 cm. Zusätzlich können Wasserstände bestimmt werden. Das Messintervall („burst“) betrug 30 min.

Das S4ADW (Inter Ocean) ist ein Strömungs- und Seegangsmessgerät, das zusätzlich zu Wellenhöhen und -perioden auch die Seegangsrichtung erfasst. Die Messung der Seegangsparameter erfolgte alle 4 h in einem 10-minütigen burst-sampling mit einer Frequenz von 2 Hz.

Die WAVEC-Boje ist eine direktionale Seegangsboje. Sie führte einmal pro Stunde eine 20-minütige Messung durch. Die Daten wurden per Funk an eine Empfangsstation auf Kap Arkona übertragen. Die WAVEC-Boje liefert Messungen der Parameter Wellenhöhe, Wellenperiode und Wellenanlaufrichtung (KLEIN & MITTELSTAEDT, 2001).

3.4.2 Strömungsmessungen

Strömungsmessungen erfolgten mit akustischen RCM9- (Recording Current Meter) und mechanischen RCM7-Strömungsmessern von Aanderaa, sowie mit einem ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) vom Typ WorkHorse Sentinel (WH-S, RD Instruments).

RCM7-Strömungsmesser arbeiten mit einem Rotor, der die Strömungsgeschwindigkeit über die Anzahl der Umdrehungen pro Zeiteinheit ermittelt. Das frei drehbare Gerät richtet sich nach der vorherrschenden Strömung aus. Die Richtung wird dabei mit einem Kompass bestimmt.

Der RCM9-Strommesser verfügt über einen Sensorkopf mit vier piezokeramischen Schwingern, die horizontal im Winkel von 90° zueinander angeordnet sind. Die Schwinger senden pro Messintervall 600 Schallimpulse mit einer Frequenz von 2 MHz. Die aus einem Abstand von 0,5 - 2 m an Luftblasen und im Strom treibenden Partikeln reflektierten und entsprechend der Strömungsgeschwindigkeit dopplerverschobenen Schallsignale werden anschließend registriert.

Die WorkHorse Sentinels senden über vier Schwinger Schallimpulse mit einer Frequenz von 300 kHz zur Wasseroberfläche aus. Die Schallkegel sind 20° gegen die Vertikale geneigt. Der Abstand zwischen Schwinger und Wasseroberfläche wird in äquidistante Messzellen („bins“) eingeteilt. Auf diese Weise wird das gesamte Strömungsprofil erfasst. Wie beim RCM9 werden an Blasen und partikulärem Material reflektierte und dopplerverschobene Signale registriert (GORDON, 1996). Die Genauigkeit der Strömungsmessungen liegt bei 1 - 2 cm/s (KLEIN & MITTELSTAEDT, 2001).

4. Ergebnisse - Tromper Wiek

4.1 Geologischer Aufbau

Zur Erkundung des geologischen Aufbaus der Tromper Wiek wurde die Bucht mit hydroakustischen Methoden (Echolot, Seitensicht-Sonar und Boomer) umfangreich vermessen (Abbildung 22). Des Weiteren erfolgte die Entnahme von ca. 100 Oberflächenproben und 15 Vibrokernen.

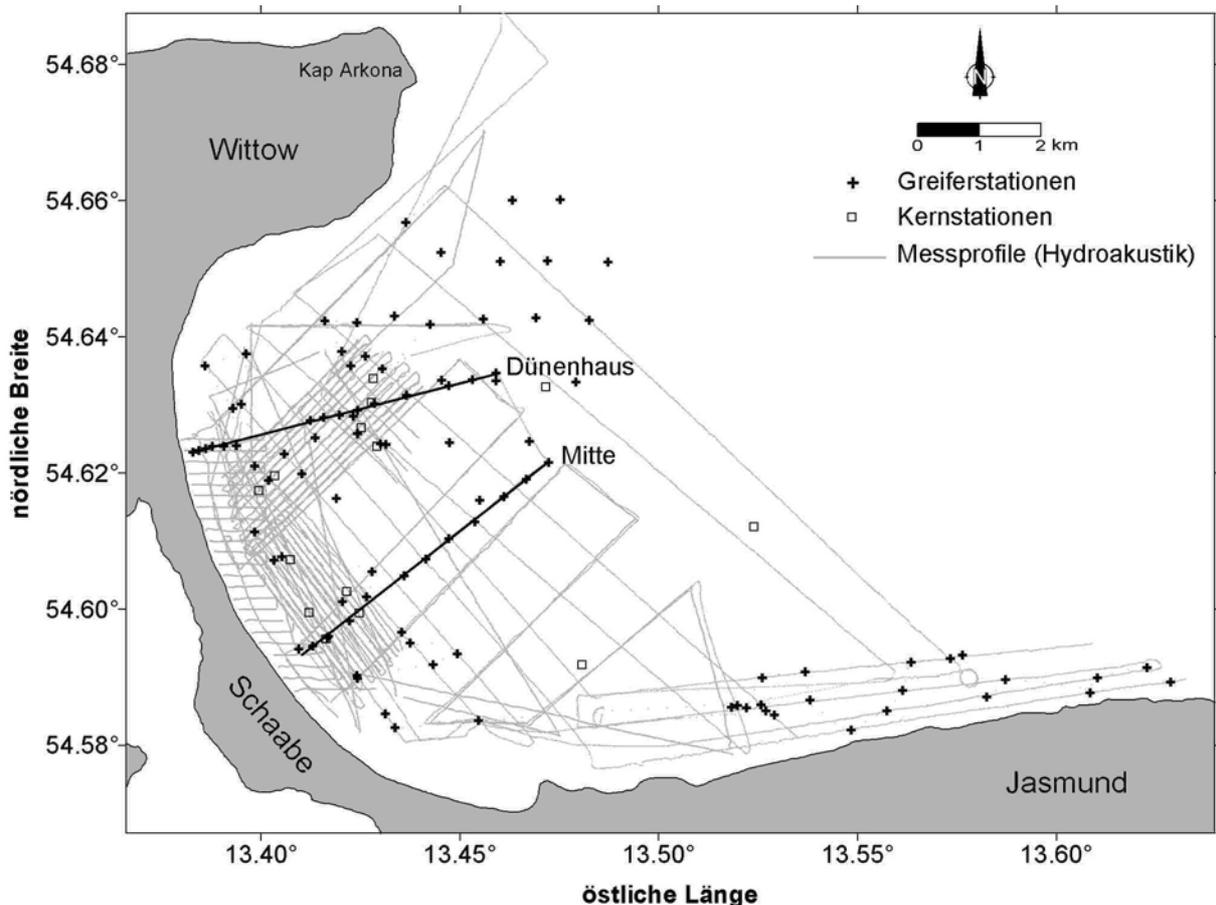


Abbildung 22: Übersicht von hydroakustischen Messprofilen, Greiferstationen und Kernstationen in der Tromper Wiek.

4.1.1 Morphologie des Vorstrandes

Der Meeresboden der Tromper Wiek lässt sich unter morphologischen Gesichtspunkten in drei unterschiedliche Bereiche gliedern (Abbildung 23, 27 und 28): Von der Küstenlinie bis in ca. -8 mNN ist das Gefälle des Meeresbodens mit ca. 1:45 - 145 ($\beta \approx 0,4 - 1,3^\circ$) innerhalb der Tromper Wiek am höchsten. Vor der Schaabe beträgt das Vorstrandgefälle relativ einheitlich

1:90 ($\beta \approx 0,65^\circ$). Im Bereich vor der Halbinsel Jasmund ist der Gradient mit ca. 1:45 besonders hoch. Die Isobathen verlaufen annähernd küstenparallel. Im sich anschließenden Tiefenbereich zwischen -8 und -14 mNN verringert sich das Gefälle sehr stark bzw. kehrt sich z.T. um. Detaillierte bathymetrische Vermessungen zeigen in diesem Tiefenbereich auffällige morphologische Rücken von mehreren km Länge (Abbildung 24). Der Bereich mit geringem Gefälle fehlt vor der Halbinsel Jasmund. Hier behält der Meeresboden sein hohes Gefälle annähernd bei und geht direkt in den küstenfernen, dritten Bereich über. Dieser weist ein relativ gleichmäßiges, geringes Gefälle von ca. 1:390 ($\beta \approx 0,15^\circ$) und annähernd küstenparallele Isobathen auf.

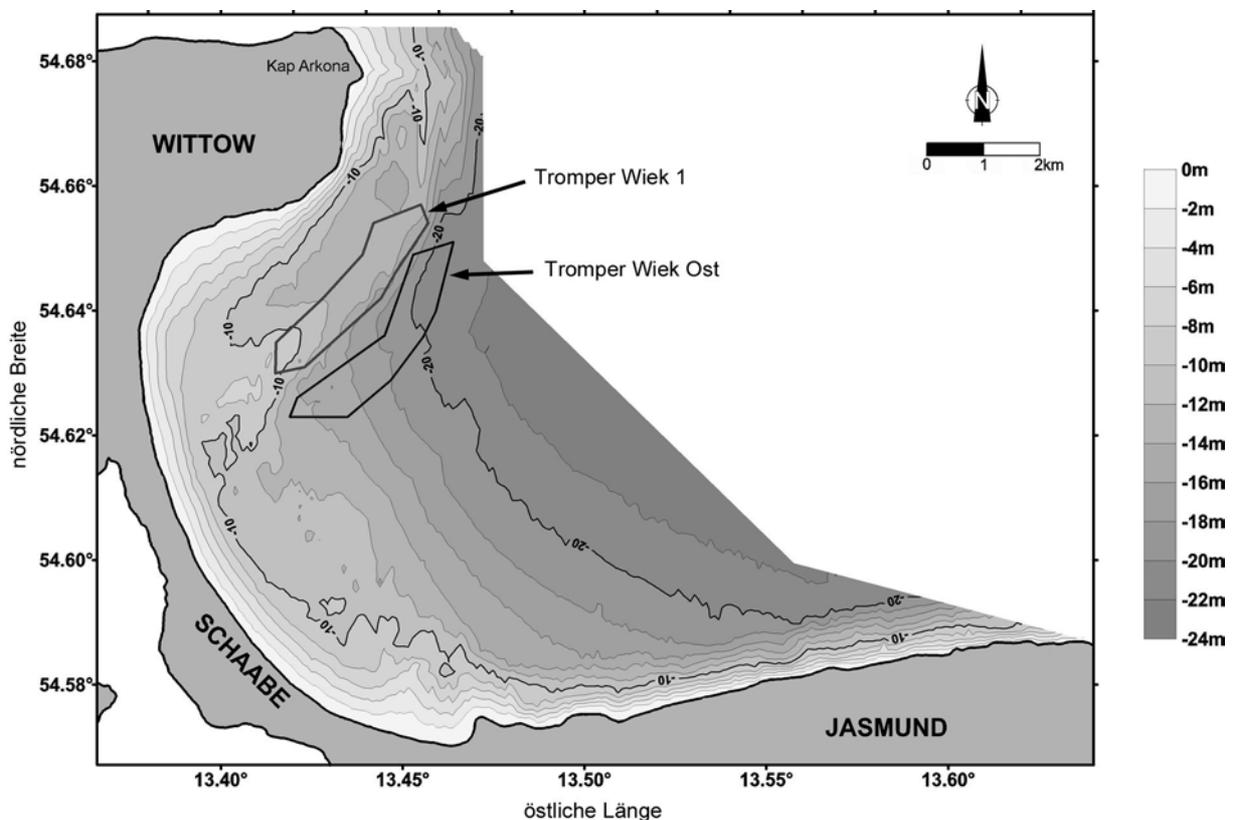


Abbildung 23: Bathymetrische Verhältnisse in der Tromper Wiek auf der Grundlage von Echolotdaten.

Luftbildaufnahmen vom Mai 2000 zeigen innerhalb der Tromper Wiek zwei Sandriffsysteme vor der Schaabe. Das innere Riff ist als transversales Riff („transverse“) entsprechend der Klassifikation von GREENWOOD & DAVIDSON-ARNOTT (1979) ausgebildet. Das äußere Riff ist nach der selben Klassifikation als küstenparalleles Sandriff („parallel nearshore“) zu bezeichnen. Es befand sich während des gesamten Untersuchungszeitraumes in ca. 100 m Uferentfernung vor der Schaabe. Die Höhe des Riffkörpers über Grund betrug max. 0,2 m, die durchschnittliche Wassertiefe über dem Riffkamm betrug 0,9 m. Die Lage des Sandriffs blieb

über den Beobachtungszeitraum relativ stabil. Im Vergleich zu anderen Sandriffen der südlichen Ostseeküste (z.B. EXON, 1975; KÖSTER, 1979a) handelt es sich um ein sehr geringmächtiges Riff. Vor den Kliffküsten der Halbinseln Wittow und Jasmund sind keine Sandriffe erkennbar.

4.1.2 Sedimente des Vorstrandes

Anhand der ausgewerteten Sonographien und der Backengreiferproben konnten in der Tromper Wiek fünf Sedimenttypen unterschieden und ihre räumlichen Verteilungsmuster dargestellt werden (Abbildung 24). Entlang der Flanken der Bucht vor den Kliffküsten der Halbinseln Wittow im NW und Jasmund im SE treten weit verbreitet heterogene Sedimentgemische mit Korngrößen zwischen Grobsand und Steinen auf. Innerhalb dieser Bereiche lassen sich kleinräumig Sandflächen mit Oszillationsrippeln ausmachen. Dieser Sedimenttyp wird als **Restsediment**, das durch die Auswaschung der feinkörnigen Anteile von glazialen Tills entstanden ist, gedeutet.

Den Restsedimentflächen an- bzw. vorgelagert finden sich in Wassertiefen zwischen ca. -8 und -15 mNN großräumige Flächen mit **Kies**. Innerhalb dieser Flächen liegen die oben beschriebenen mehrere km langen morphologischen Rücken. Tauchbeobachtungen zeigen, dass diese Rücken von Kiesen und z.T. gut gerundeten Steinen mit Durchmessern bis 25 cm aufgebaut werden.

Vor der Schaabe-Nehrung in Wassertiefen bis ca. -10 mNN und im zentralen Teil der Bucht in Wassertiefen seewärts der Kies- und Restsedimentflächen treten großflächig **Feinsande** auf. Diese weisen ab ca. -15 mNN deutlich zunehmende Silt-Ton-Gehalte (> 5 Gew.-%) auf (Abbildung 25) und sind dem entsprechend als siltige Feinsande zu bezeichnen.

Vor der Schaabe treten innerhalb der Feinsandflächen unterhalb -9 mNN in eng begrenzten Gebieten **Grobsandstreifen** auf (Abbildung 26). Die Streifen sind in der Regel einige Meter breit und mehrere Dekameter lang. UW-Videoaufnahmen zeigen, dass die Grobsandstreifen im selben Meeresbodenniveau wie die umgebenden Feinsandbereiche liegen; es ist keine rinnenartige Vertiefung erkennbar. Sie sind küstennormal orientiert und weisen Oszillationsrippeln auf, die meist in NW-SE-Richtung streichen. Am seewärtigen Ende fächern die Grobsandstreifen oftmals auf.

Die Zusammenhänge zwischen Morphologie und Sedimentbedeckung in der Tromper Wiek werden an Hand von zwei küstennormalen Profilen (Abbildung 22) deutlich. Das Profil „Dünenhaus“ (Abbildung 27) zeigt die oben erwähnte morphologische Dreiteilung. Bis ca.

-9 mNN fällt der Meeresboden mit einem relativ hohen Gefälle von 1:85 ab. Dieser Bereich wird von Feinsanden eingenommen. Bis ca. 500 m Uferentfernung bestehen diese fast ausschließlich aus Feinsand mit geringen Beimengungen von Mittelsand. Im Übergang zur anschließenden morphologischen Einheit nehmen die Gehalte von Mittelsand sowie Silt-Ton auf Kosten des Feinsandes zu. Seitensichtsonar- und Taucherbeobachtungen zeigen außerdem ein zunehmendes Vorkommen von Steinen. In den Korngrößenverteilungen liegt der erste Modus bei ca. $2,9 \phi^\circ$, ein zweiter Modus bei $3,6 \phi^\circ$.

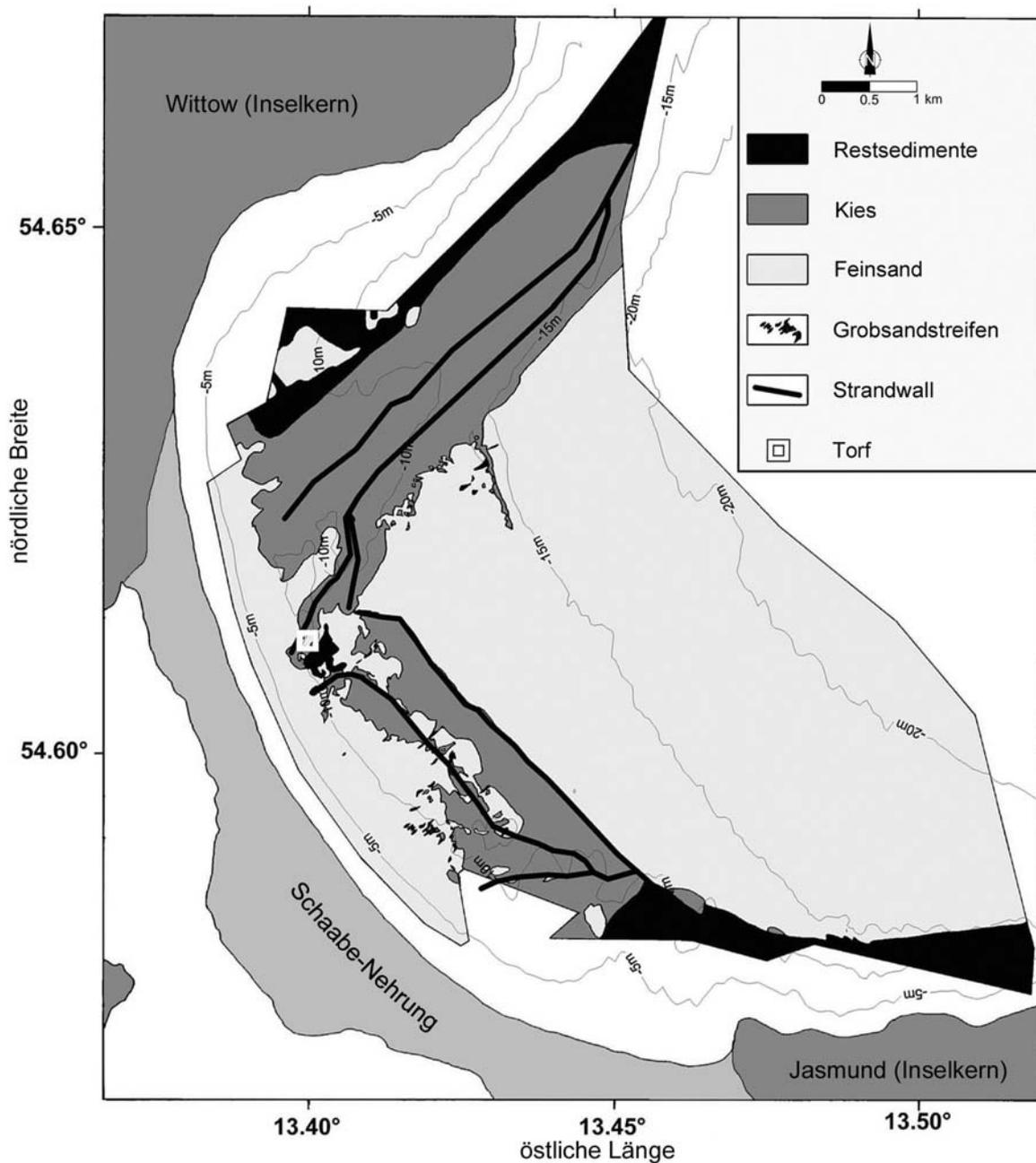


Abbildung 24: Sedimentverteilungsmuster in der Tromper Wiek auf der Basis von Seitensichtsonar-Vermessungen.

Zwischen 800 - 2.900 m Uferentfernung bildet der Meeresboden eine Erhebung, die mit Kiesen bedeckt ist. Diese konnten aufgrund der großen Korngrößen nicht repräsentativ beprobt werden, so dass keine Informationen über Korngrößenfraktionen und -verteilungen vorliegen.

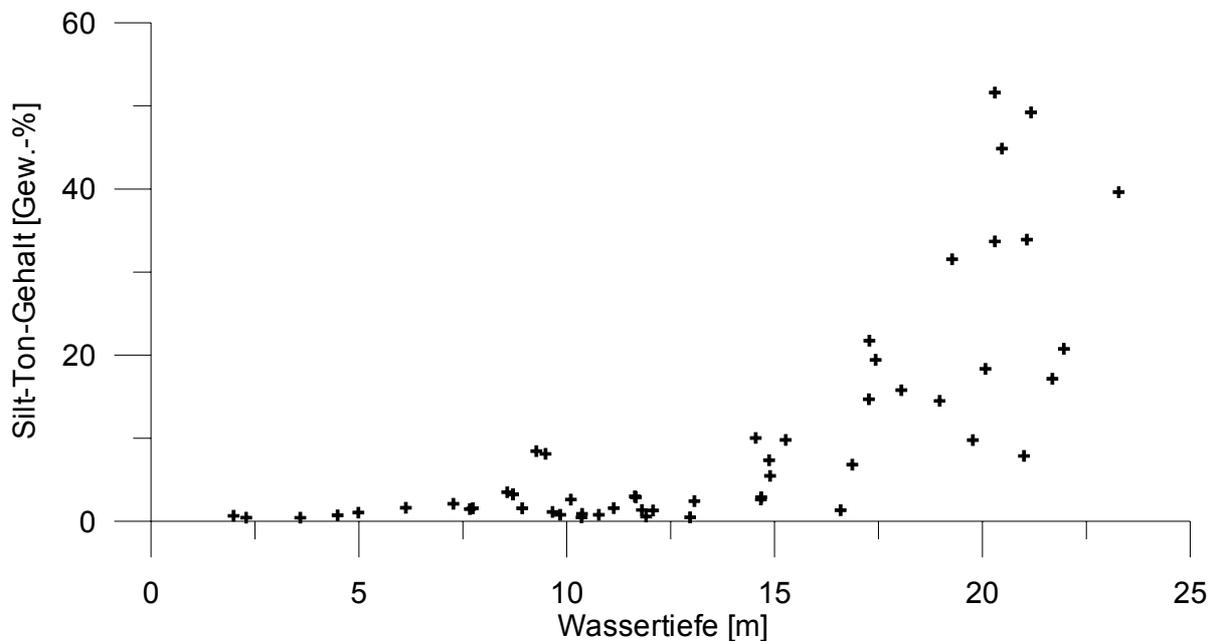


Abbildung 25: Silt-Ton-Gehalte (< 63 μm) der Oberflächensedimente in der Tromper Wiek in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Deutlich zu erkennen ist der sprunghafte Anstieg in ca. 15 m Wassertiefe.

Im seewärtig anschließenden Bereich fällt der Meeresboden ab ca. -14 mNN mit einem geringen Gefälle von 1:380 ab. Er wird von überwiegend siltigen Feinsanden bedeckt. Die Silt-Ton-Gehalte steigen ab ca. 3.200 m Uferentfernung (-14,5 mNN) deutlich an. Die Korngrößenverteilungen weisen eine ausgeprägte Bimodalität auf. Dabei ist eine Abnahme des Modus bei $2,9 \phi^\circ$ mit zunehmenden Wassertiefen zu verzeichnen. Umgekehrt steigt der Modus bei $3,6 \phi^\circ$ im gleichen Maße an. Der Wechsel des dominanten ersten Modus von $2,9 \phi^\circ$ auf $3,6 \phi^\circ$ findet zwischen 3.300 m und 3.700 m Uferentfernung in -15 mNN bis -16 mNN statt.

Der deutliche Anstieg der Silt-Ton-Gehalte und der Wechsel im dominanten Modus finden in etwa der selben Wassertiefe von ca. -15 mNN statt und können als das Ergebnis der einwirkenden Seegangsbedingungen gedeutet werden.

Das Profil „Mitte“ (Abbildung 28) zeigt ähnlich wie das Profil Dünenhaus ein relativ hohes Gefälle von 1:85 bis in eine Wassertiefe von -9 mNN. Im Gegensatz zum Dünenhaus-Profil bedecken Feinsande auch die anschließende relativ ebene Plateaufläche bis ca. 2.100 m

Uferentfernung. Darüber hinaus treten dort Kiesflächen und Grobsandstreifen auf. Die beprobten Feinsande weisen relativ hohe Mittelsandgehalte auf. Der erste Modus schwankt zwischen $2,7 \phi^\circ$ und $3,2 \phi^\circ$.

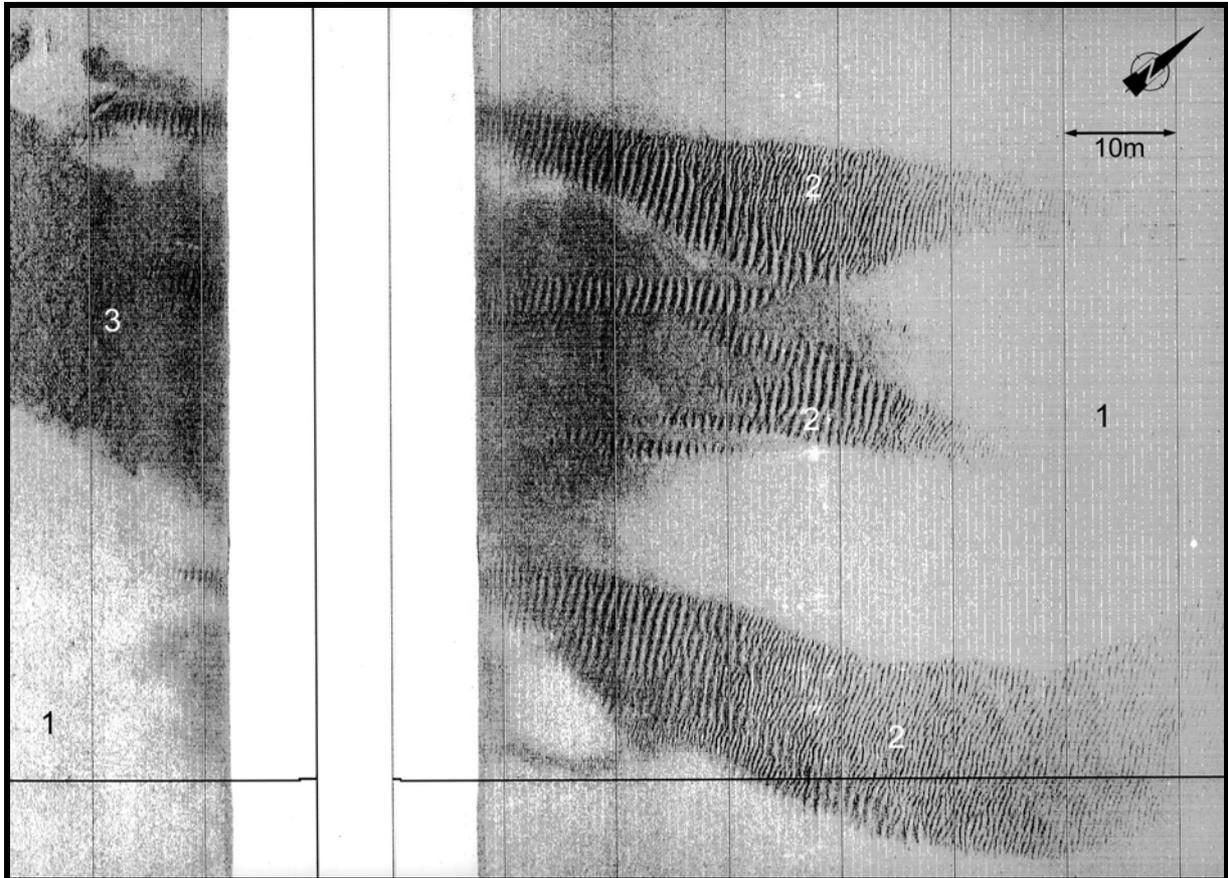


Abbildung 26: Sonographie des Meeresbodens vor der Schaabe in ca. 10 m Wassertiefe: 1 - Feinsand, 2 - Küstennormal orientierte Grobsandstreifen mit Oszillationsrippeln von ca. 0,5 und 1 m Kammabstand, 3 - Kiese.

In ca. 2.200 m Uferentfernung ist ein ausgeprägter morphologischer Rücken, der von Kiesen bedeckt wird, erkennbar. Im seawärts anschließenden Bereich fällt der Meeresboden mit einem geringen Gefälle von ca. 1:300 ab. Er wird überwiegend von Feinsanden aufgebaut. Die Mittelsandgehalte nehmen mit zunehmender Wassertiefe deutlich ab. Die Silt-Ton-Gehalte steigen dagegen ab ca. 3.200 m Uferentfernung (-13 mNN) deutlich an. Die Korngrößenverteilungen sind überwiegend bimodal, wobei der dominante erste Modus bei ca. $3,6 \phi^\circ$ liegt.

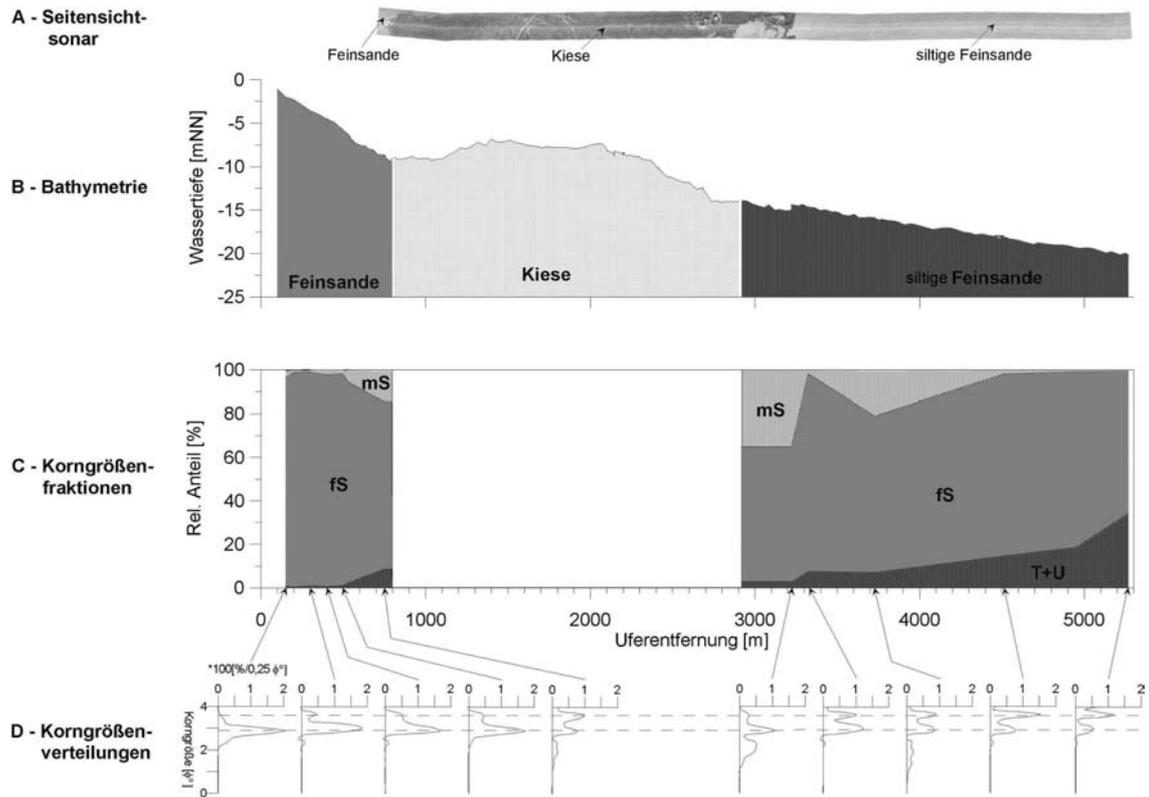


Abbildung 27: Morphologische und sedimentologische Verhältnisse entlang des Profils Dünenhaus.

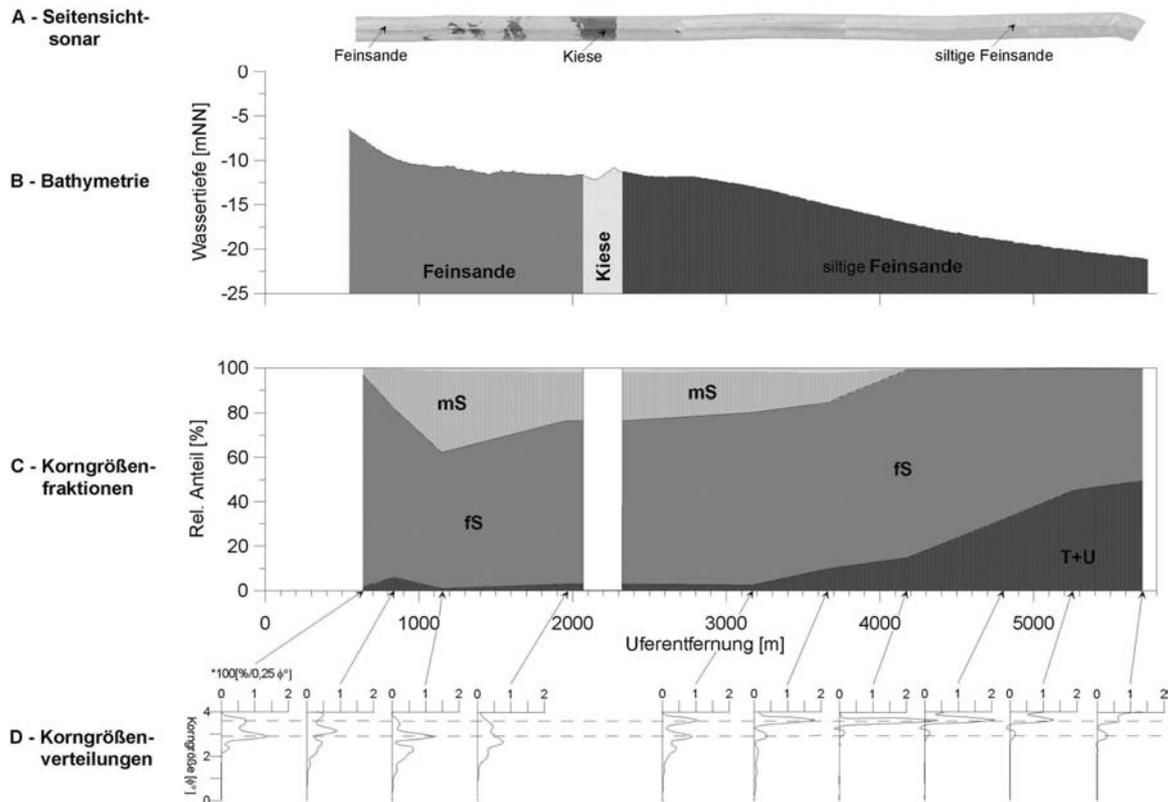


Abbildung 28: Morphologische und sedimentologische Verhältnisse entlang des Profils Mitte.

4.1.3 Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande

Die Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande ist in der Tromper Wiek auf der Basis von seismischen Daten und Vibrohammerbohrungen bestimmt worden. Dabei sind zusätzlich zu den selbst durchgeführten 13 Bohrungen fünf Vibrokern des Instituts für Ostseeforschung in Warnemünde (W. Lemke) sowie Archivdaten des Zentralen Geologischen Instituts (ZGI) der ehemaligen DDR mit einbezogen worden. Die Vibrohammerbohrungen des ZGI wurden im Rahmen der Rohstofferkundung für die Lagerstätten Tromper Wiek 1 und Tromper Wiek Ost durchgeführt. Es wurden 24 Bohrungen aus dem Bereich der Sandlagerstätte Tromper Wiek Ost im Tiefenbereich zwischen -15,5 bis -21 mNN berücksichtigt.

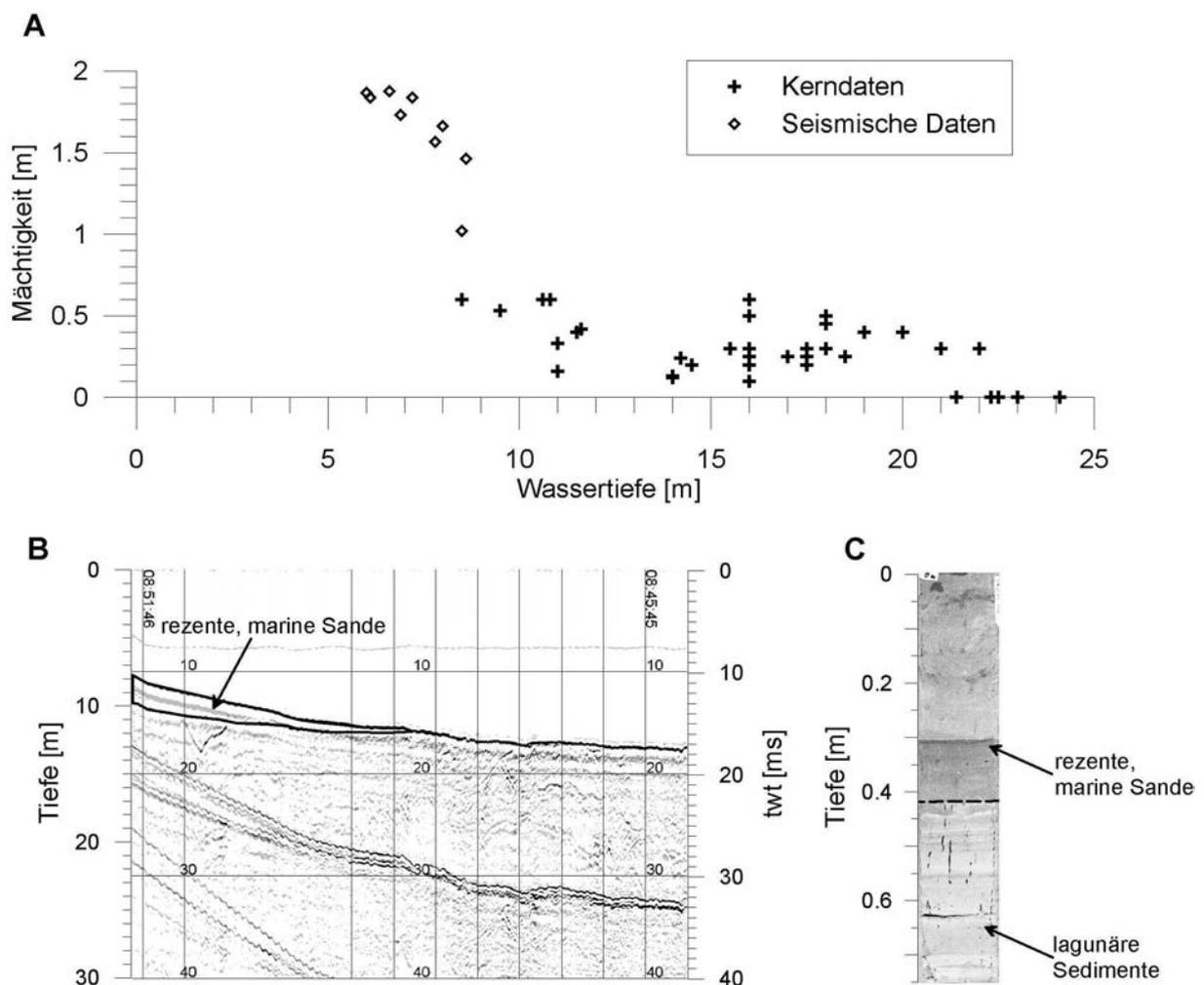


Abbildung 29: A - Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande in Abhängigkeit von der Wassertiefe. B - Die rezenten, marinen Sande erreichen nur küstennah Mächtigkeiten, die eine Auflösung mit dem Boomer-System erlauben. C - Rezepte, marine Sande über lagunären Sedimenten des Baltischen Eisstausees in einem Vibrokern.

Die großräumige Kartierung der sequenzstratigraphischen Einheiten innerhalb der Tromper Wiek führte zu dem Ergebnis, dass die rezenten, marinen Sande in weiten Teilen der Bucht

seismisch nicht nachweisbar sind, da die Mächtigkeit unterhalb des Auflösungsvermögens des eingesetzten Boomer-Systems lag. Nur in Wassertiefen oberhalb von -8 mNN stieg die Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande so weit an, dass diese in den Seismogrammen auflösbar waren.

Unter Einbeziehung der Kerndaten konnten die oben erwähnten Schwierigkeiten umgangen werden. Generell steigt die Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande mit zunehmender Annäherung an die Küstenlinie bzw. abnehmender Wassertiefe an (Abbildung 29). In ca. -20 bis -25 mNN liegt die Mächtigkeit bei 0 - 30 cm. In diesen Wassertiefen gehen die rezenten, marinen Sande lateral in sandige Schlicke der Einheit E5 über. Bis ca. -9 mNN bleibt die Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande in weiten Teilen der Tromper Wiek unterhalb von 50 cm. Bis in ca. -6 mNN, der minimalen Wassertiefe, bis zu der schiffsgestützte Messungen durchführbar waren, ist ein deutlicher Anstieg auf ca. 2 m diagnostizierbar. Bis in den subaerischen Bereich der Schaabe-Nehrung ist von einem weiteren Anstieg der Mächtigkeiten bis ca. 4 m auszugehen. Darauf deuten Bohrungen im Bereich der Schaabe-Nehrung hin (SCHUMACHER & BAYERL, 1999b).

4.2 Rezente Sedimentdynamik

Die Kenntnis der natürlichen, rezenten Sedimentdynamik ist zur Erklärung und Beurteilung der an der Regeneration von Lagerstätten beteiligten Prozesse eine grundlegende Voraussetzung. In einem ersten Schritt wird die Hydrodynamik im Untersuchungsgebiet auf der Grundlage von Modellberechnungen und Naturmessungen charakterisiert. Durch die Bestimmung der seewärtigen Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrandes wird anschließend ermittelt, welche Bereiche der Tromper Wiek „aktiv“ sind, d.h. bis zu welchen Wassertiefen unter durchschnittlichen und extremen äußeren Bedingungen Sedimentumlagerungen auftreten. Art und Intensität der Sedimentumlagerungen im oberen Vorstrandbereich werden anschließend eingehend erörtert und mit hydrodynamischen Steuerungsfaktoren verknüpft. Darüber hinaus wird die saisonale Variabilität von Sedimentverteilungsmustern und Korngrößenverteilungen im Vorstrand der Tromper Wiek untersucht (Abbildung 30).

4.2.1 Hydrodynamik

Auf der Basis einer Zeitreihe von Winddaten (1-stündige Werte der Windrichtung und Windgeschwindigkeit) von der Station Arkona (Halbinsel Wittow, +42 mNN) für den Zeitraum vom 04.02.1998 - 17.03.1999 ist eine Zeitreihe der Parameter Wellenhöhe, Wellenperiode und Anlaufrichtung unter Benutzung des numerischen Modells WAVAD für die Tromper

Wiek (Wassertiefe -13 mNN) berechnet worden (M. Larson, Univ. Lund, Schweden). Unter Verwendung dieser Zeitreihe wurden die für die Berechnung der closure depth und der aktiven Tiefe (Kap. 4.2.2) benötigten statistischen Wellendaten ermittelt (Tabelle 1).

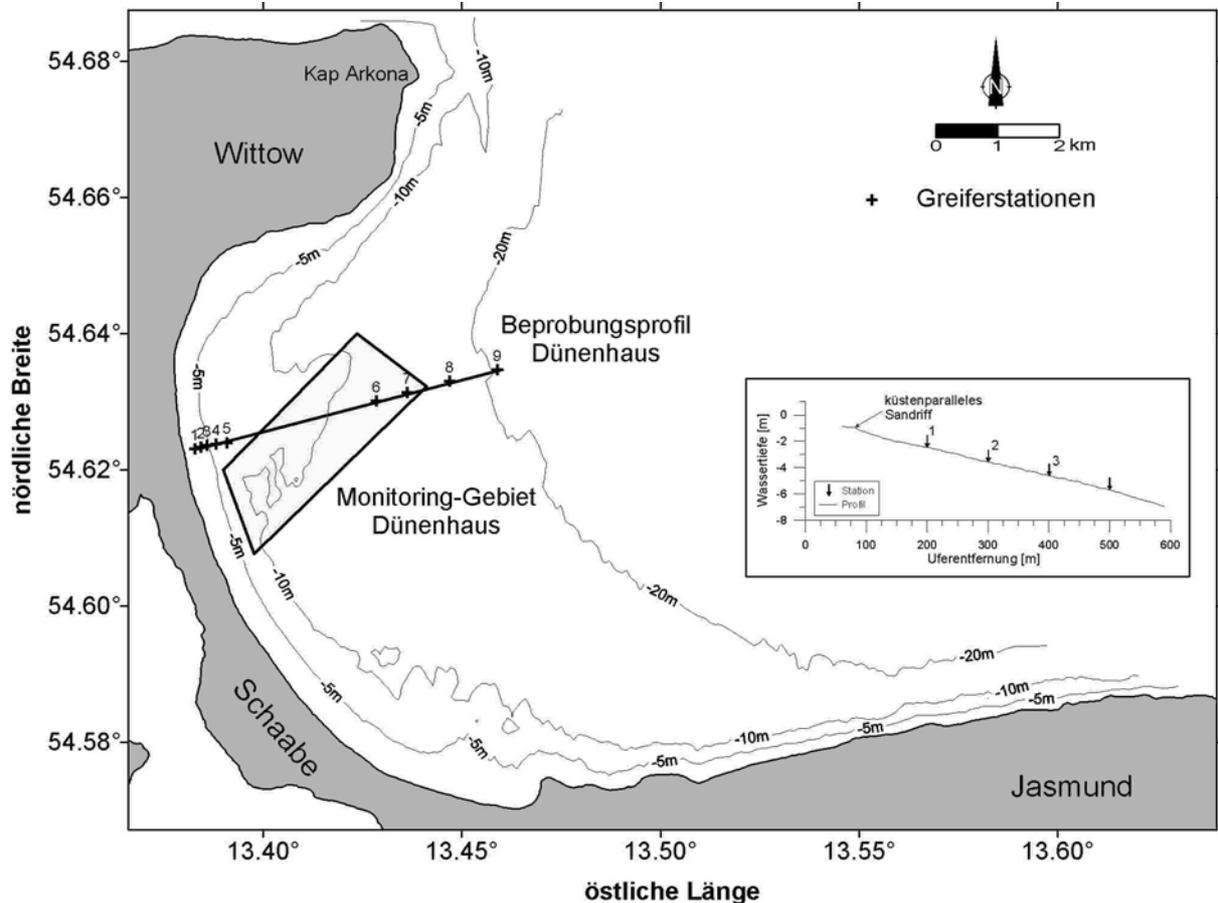


Abbildung 30: Lage des Beprobungsprofils Dünenhaus (mit Stationsnummern) und des Monitoringgebiets Dünenhaus in der Tromper Wiek. Inset: Lage der Stationen für Umlagerungsmessungen am landwärtigen Ende des Profils Dünenhaus.

Tabelle 1: Statistische Wellendaten für den Zeitraum 04.02.1998 - 17.03.1999 in der Tromper Wiek in einer Wassertiefe von -13 mNN.

	H_s [m]	T_s [s]	T_z [s] ¹	L_0 [m] ²	L [m] ³
Mittelwert	0,77	3,9	3,2	15,99	15,99
Standardabweichung	0,48	-	-	-	-
Extremwert ⁴	3,10	7,6	6,3	60,99	56,94

¹ berechnet über $T_s = 0,95 \cdot T_p$ und $T_z = 0,781 \cdot T_p$

² berechnet aus T_z über Gleichung 8

³ berechnet aus L_0 über Gleichung 9

⁴ im Sinne von HALLERMEIER (1978), vgl. Gleichung 16

Zur Erfassung des Seegangsklimas im Tiefwasser wurde eine WAVEC-Boje auf der Position TWS (Abbildung 40) ausgebracht. Die Messungen umfassten den Zeitraum vom 22.03.2000 - 01.06.2001 (436 Tage). Durch technische Ausfälle liegen jedoch nur Messungen von ca. 295 Tagen vor.

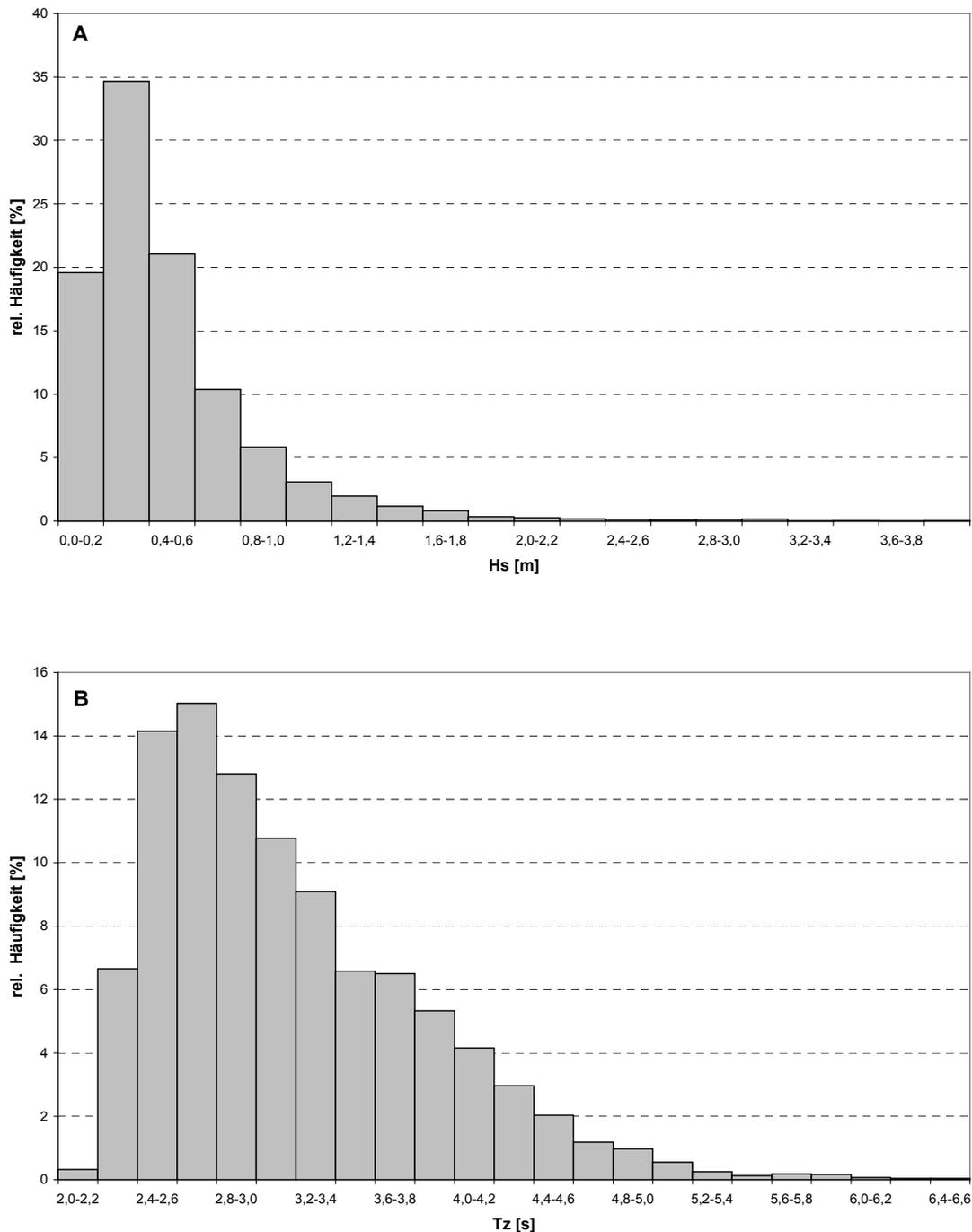


Abbildung 31: Seegangsklima in der Tromper Wiek gemessen an der Station TWS (Wassertiefe: -25 mNN) zwischen dem 22.03.2000 und dem 01.06.2001: A - signifikante Wellenhöhen; B - Nulldurchgangsperioden.

Das Seegangsklima für die Position TWS ist in Tabelle 2 und in den Abbildung 31 A und B zusammengefasst. Am häufigsten (ca. 35 % der Zeit) traten signifikante Wellenhöhen zwischen 0,2 und 0,4 m auf. Während 91,5 % des untersuchten Zeitraumes blieb H_s unterhalb von 1 m. Die durchschnittliche signifikante Wellenhöhe betrug $\bar{H}_s = 0,48 \pm 0,4$ m. Die maximale signifikante Wellenhöhe während des untersuchten Zeitraumes lag bei 3,9 m.

Die gemessenen Nulldurchgangsperioden T_z lagen am häufigsten (ca. 15 % der Zeit) zwischen 2,6 und 2,8 s. Der Mittelwert für T_z ergab sich zu $3,12 \pm 0,68$ s, während die maximale Nulldurchgangsperiode 6,6 s betrug. Die Wellenlängen betragen durchschnittlich $14,02 \pm 10,7$ m und maximal 73,6 m.

Trotz unterschiedlicher Wassertiefen und Zeiträume zeigt sich eine insgesamt große Übereinstimmung zwischen den berechneten Wellendaten in Tabelle 1 und den gemessenen Wellendaten in Tabelle 2. Dabei ist zu berücksichtigen, dass Extremwerte und Maximalwerte nicht unmittelbar miteinander vergleichbar sind.

Tabelle 2: Seegangsstatistik für die Position TWS (Wassertiefe: -25 mNN) vom 22.03.2000 - 01.06.2001 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001)

	H_s [m]	T_z [s]	L_0 [m] ¹	L [m]
Mittelwert	0,48	3,12	14,02	14,02
Standardabweichung	0,40	0,68	-	10,70
Maximum	3,90	6,60	75,69	73,60

¹ berechnet aus T_z über Gleichung 8

Die Richtungsverteilung der signifikanten Wellenhöhen ergibt sich aus Abbildung 32. Wellen mit $H_s \leq 1$ m treten vorwiegend aus NNW bis E mit dem Maximum bei ENE auf. Westliche bis südwestliche Richtungen sind aufgrund der Landabschattung seltener vertreten. Besonders auffällig ist das fast völlige Fehlen von Wellen aus NW und SE, was auf die Abschattung durch die Halbinseln Wittow und Jasmund zurück zu führen ist. Signifikante Wellenhöhen größer als 1 m treten insgesamt selten auf (s.o.). Sie sind fast ausschließlich auf nordöstliche bis östliche Richtungen beschränkt.

Während der ersten Messkampagne vom 20.03. - 07.06.2000 wurden zur Erfassung des generellen, windinduzierten Zirkulationsmusters in der Tromper Wiek drei Strömungsmesser an den Stationen TW1 - TW3 ausgebracht (Abbildung 40). Ergebnisse der statistischen Analysen der Strömungsmessungen sind in Tabelle 3 zusammengefasst (nach KLEIN & MITTELSTAEDT, 2001).

Tabelle 3: Strömungsstatistik für die Stationen TW1 - TW3 vom 21.03. - 06.06.2000 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001)

Parameter	TW1	TW2	TW3
Bodenabstand z [m]	4	2	2
Mittlere Geschwindigkeit \bar{v}_s [cm/s]	7,15	3,06	3,83
Maximale Geschwindigkeit v_{smax} [cm/s]	34,99	13,28	18,80
Standardabweichung σ [cm/s]	4,40	2,07	2,31
Stabilitätsfaktor SF [%]	28,3	24,6	53,26
Mittlere Richtung φ [°]	309	129	87

Die mittleren und maximalen Strömungsgeschwindigkeiten sind insgesamt an allen Stationen relativ niedrig. Die Stabilitätsfaktoren geben die Richtungsstabilität der Strömungen an ($SF = 100\%$ entspricht einer konstanten Strömungsrichtung). Insbesondere die Stationen TW1 und TW2 weisen eine geringe Richtungsstabilität in der Bodenströmung auf. SF an Station TW3 ist dagegen deutlich höher. Vor der Halbinsel Jasmund dominiert offensichtlich ein ostwärts ($\varphi = 87^\circ$) gerichteter Ausstrom aus der Bucht. An Station TW1 ist die Strömung im Durchschnitt nach NNW gerichtet, während die mittlere Strömungsrichtung an Station TW2 bei 129° (SE) liegt. Die Ergebnisse der Strömungsmessungen deuten insgesamt kein persistentes Strömungsmuster in der Tromper Wiek an.

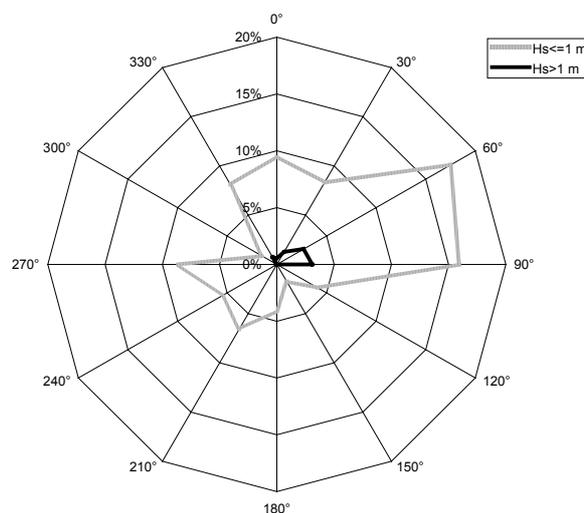


Abbildung 32: Richtungsverteilung der signifikanten Wellenhöhen an der Station TWS. Aufgrund der Küstenkonfiguration dominieren nördlich bis östliche Richtungen. Dies gilt vor allem für signifikante Wellenhöhen über 1 m.

4.2.2 Seewärtige Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrand

Unter Benutzung der in Kap. 4.2.1 aufgeführten Seegangdaten sowie eines repräsentativen Medianwertes der Korngröße der Sedimente des unteren Vorstrand von $d = 113 \mu\text{m}$ lassen sich mit den Gleichungen 4 und 16 - 20 die folgenden Werte für die closure depth und die aktive Tiefe berechnen:

Tabelle 4: Berechnete Werte der closure depth h_c und der aktiven Tiefe h_i für den Zeitraum 04.02.1998 - 17.03.1999 in der Tromper Wiek

	[mNN]	Gleichung
h_c	-5,9	16, HALLERMEIER (1978)
	-6,8	17, HALLERMEIER (1981)
	-4,4	18, BIRKEMEIER (1985)
	-4,9	19, BIRKEMEIER (1985)
h_i	-8,0	4, CERC (1984)
	-10,2	20, HALLERMEIER (1981)

Auf der Grundlage der empirischen Formeln von HALLERMEIER (1978, 1981) und BIRKEMEIER (1985) ist die jährliche closure depth in -4,4 bis -6,8 mNN zu erwarten. Die aktive Tiefe liegt für durchschnittliche hydrodynamische Bedingungen in -8 bis -10,2 mNN. Folgt man dem Ansatz von WRIGHT (1995), so befindet sich die Wellenbasis unter maximalen Bedingungen (Tabelle 2) in ca. -38 mNN.

4.2.3 Sedimentumlagerung im oberen Vorstrand

Bei der Wellenentstehung auf offener See wird kinetische Energie vom Wind auf Oberflächenwellen übertragen. Diese in einem relativ großen Gebiet auf die Wellen transferierte Energie wird im Wesentlichen in einem schmalen Streifen entlang der Küsten, dem oberen Vorstrand, wieder abgegeben. Dem entsprechend ist der obere Vorstrand eine Zone, in der durch Wellenenergiedissipation verursachte Prozesse dominieren. Er weist eine schnelle morphodynamische Anpassung auf die vorherrschenden hydrodynamischen Bedingungen auf (STIVE & DE VRIEND, 1995). Im Folgenden soll die Sedimentumlagerung im oberen Vorstrand auf saisonalen Zeitskalen sowie der Zusammenhang mit den hydrodynamischen Steuerungsgrößen quantitativ erfasst werden.

Dazu wurde die Tracerstift-Methode im oberen Abschnitt des Dünenhaus-Profiles eingesetzt. Zwischen dem 04.02.1998 und dem 17.03.1999 wurde in saisonalen Zyklen an vier Stationen Messungen zur Sedimentumlagerung durchgeführt. Die Stationen befanden sich

seewärts des küstenparallelen Sandriffs (Kap. 4.1.1) in 200 m, 300 m, 400 m und 500 m Uferentfernung (Wassertiefen zwischen ca. -2 und -5 mNN, Abbildung 30). Die Ergebnisse sind in Tabelle 5 zusammengefasst.

Tabelle 5: Saisonale und jährliche Werte für Erosion (E), Akkumulation (A), Sedimentbilanz (B) und Sedimentumsatz (T) im oberen Vorstrand der Tromper Wiek.

Ufer- entfernung [m]	Wasser- tiefe [m]	Winter 04.02.98-26.03.98 50 Tage				Frühling 26.03.98-09.06.98 75 Tage				Sommer 09.06.98-15.09.98 98 Tage				Herbst 15.09.98-18.12.98 94 Tage				Winter 18.12.98-17.03.99 89 Tage				Jahr 26.03.98-17.03.99 356 Tage			
		E	A	B	T	E	A	B	T	E	A	B	T	E	A	B	T	E	A	B	T	E	A	B	T
		[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]	[cm]
200	2.1	5.5	2	-3.5	7.5	5.7	3	-2.7	8.7	8.5	6	-2.5	14.5	11.5	6	-5.5	17.5	5	9	4	14	31	24	-6.7	55
300	3.4	3	0.5	-2.5	3.5	4.5	5.5	1	10	3.5	0.5	-3	4	4.8	13	8.2	17.8	2.5	6.5	4	9	15	26	10	41
400	4.3	1	2	1	3	4.5	1.5	-3	6	3	1.5	-1.5	4.5	0	6.5	6.5	6.5	2.5	2.5	0	5	10	12	2	22
500	4.8	2	1.5	-0.5	3.5	1.5	0	-1.5	1.5	2.5	1	-1.5	3.5	4.5	3	1.5	7.5	0.5	5	4.5	5.5	9	9	0	18

Die **Erosion** war während der individuellen saisonalen Perioden an der innersten Station am höchsten, wobei der Maximalwert (11,5 cm) während der Herbstperiode gemessen wurde. Generell lässt sich eine Abnahme der Erosionswerte mit zunehmender Wassertiefe konstatieren, so dass die niedrigsten Erosionsbeträge jeweils an den beiden äußersten Stationen gemessen wurden.

Die höchsten Beträge für die **Akkumulation** traten alternierend an der 200 m- und der 300 m-Station auf, wobei die Werte stark schwankten (zwischen 2 cm in der ersten Winter-Periode und 13 cm im Herbst).

Die **Sedimentbilanzen** waren überwiegend negativ während der ersten Winterperiode, im Frühling und Sommer. Im Herbst und der zweiten Winterperiode waren dagegen vorherrschend positive Sedimentbilanzen zu verzeichnen.

Der **Sedimentumsatz** war an allen Stationen im Herbst am höchsten, während die Werte im Frühling und Sommer relativ niedrig blieben. Ähnlich wie bei der Erosion nehmen die Sedimentumsätze mit zunehmenden Wassertiefen generell ab.

Über einen Jahreszyklus vom 26.03.1998 - 17.03.1999 ergibt sich für die Umlagerungswerte folgendes Bild (Abbildung 33): Der höchste Erosionsbetrag wurde an der innersten Station mit 31 cm gemessen. Die Erosionswerte nehmen mit zunehmenden Wassertiefen kontinuierlich ab und liegen an der äußersten Station bei 9 cm. Die höchsten Akkumulationswerte weist die 300 m-Station mit 26 cm, gefolgt von der 200 m-Station mit 24 cm auf. An den äußeren Stationen liegen die Akkumulationsbeträge dagegen mit 12 cm (400 m-Station) bzw. 9 cm (500 m-Station) deutlich niedriger. Die Sedimentbilanz ist negativ (-7 cm) an der

innersten Station, null an der äußersten Station und hat positive Werte an den übrigen Stationen. Der höchste Wert wird an der 300 m-Station mit 10 cm erzielt. Die Sedimentumsatzwerte nehmen von der innersten Station (55 cm) zur äußersten Station (18 cm) kontinuierlich ab.

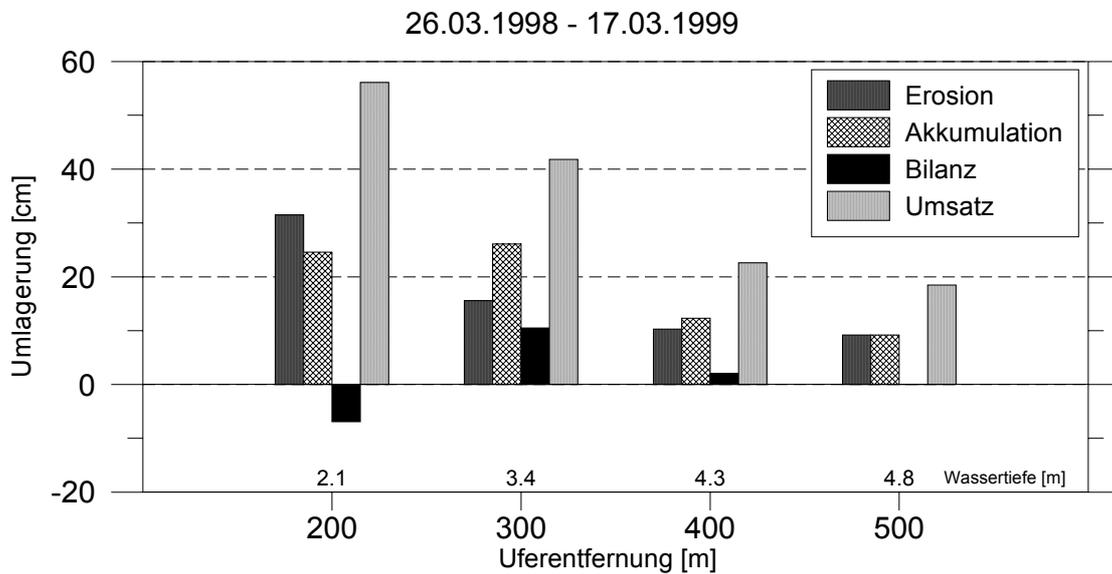


Abbildung 33: Jährliche Umlagerungswerte für den Zeitraum 26.03.1998 - 17.03.1999 auf der Basis von Umlagerungsmessungen.

Auf der Basis der jährlichen Umlagerungswerte ließen sich Volumina von umgelagerten Sediment zwischen 200 und 500 m Uferentfernung berechnen. Dazu wurde ein 1 m breiter Streifen des Meeresbodens senkrecht zur Küstenlinie betrachtet. Polynome zweiten bis dritten Grades wurden durch die Datenpunkte gelegt, und die Fläche unter der Kurve durch Integration der Funktionen bestimmt (Abbildung 34). Entsprechend dieser Berechnungen wurden in den betrachteten Streifen in einem Jahr 45 m^3 Sediment erodiert und 54 m^3 akkumuliert. Die Sedimentbilanz lag während dieses Zeitraumes im Bereich von 10 m^3 , während der Sedimentumsatz mit 99 m^3 etwa zehnmal höher ausfiel.

Unter Benutzung der berechneten Wellendaten für den Zeitraum 04.02.1998 - 17.03.1999 (Kap. 4.2.1) wurden von M. Larson (Univ. Lund, Schweden) mit einem Wellen-Transformationsmodell (LARSON, 1995) Durchschnitts- und Maximalwerte für die root-mean-square Wellenhöhe H_{rms} , die Energiedissipation D und das Verhältnis der brechenden Wellen α im oberen Vorstrand des Dünenhaus-Profiles und entsprechend der Beprobungszeiträume berechnet. H_{rms} ist ein gebräuchliches Maß für die Wellenhöhe, dessen Quadrat als Indikator für die Wellenenergie dient. D beschreibt die durch den Vorgang des Wellenbrechens abgegebene

Energie der Wellen, während α das Verhältnis aus der Anzahl der brechenden Wellen in einer bestimmten Wassertiefe zur Gesamtzahl der Wellen, die den Strand erreichen, angibt.

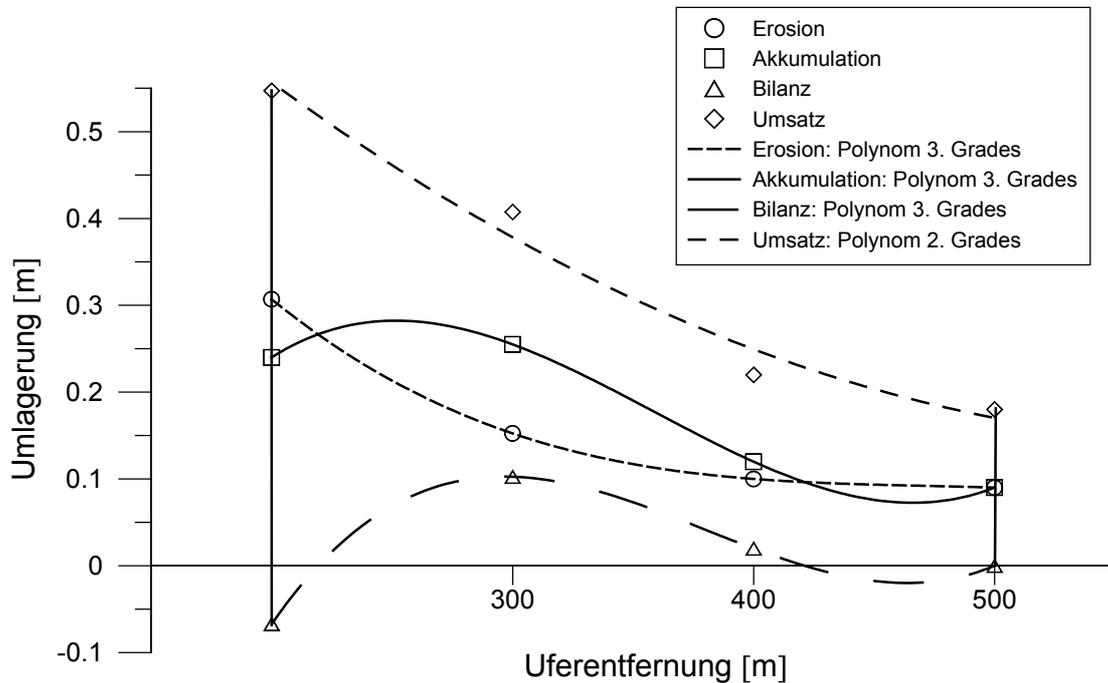


Abbildung 34: Jährliche Umlagerungswerte und Polynom Anpassungen zur Berechnung von Volumina.

Die küstennormalen Variationen der für die saisonalen Beprobungszeiträume berechneten Mittelwerte von D , α und H_{rms} sind in Abbildung 35 a - c dargestellt. Nennenswerte Energiedissipation setzt je nach Jahreszeit zwischen 400 m und 650 m Uferentfernung ein. Das Maximum von D_m liegt unabhängig vom Untersuchungszeitraum bei ca. 100 m Uferentfernung. Es korrespondiert folglich mit der Lage des küstenparallelen Riffs. Ein zweites Maximum ist während des Frühling und des Herbstes bei ca. 200 - 250 m Uferentfernung ausgebildet. Ein drittes Maximum ist bei ca. 60 m Uferentfernung auszumachen.

Brechende Wellen treten bei durchschnittlichen Bedingungen in weniger als ca. 300 - 400 m Uferentfernung auf. Unter diesen Bedingungen spielen sie demnach an den beiden äußeren Stationen keine nennenswerte Rolle. Ab ca. 120 m Uferentfernung ist ein verstärkter Anstieg der α_m -Werte erkennbar. Im Bereich des küstenparallelen Riffs und in 60 m Uferentfernung ist die Steigung besonders hoch. Hohe α_m -Werte korrespondieren mit Maxima in der mittleren Energiedissipation.

Die rms-Wellenhöhen haben bis ca. 200 - 400 m Uferentfernung (in Abhängigkeit von den jahreszeitlichen Untersuchungszeiträumen) relativ konstante Werte zwischen 0,65 und 0,95 m. Im küstennahen Bereich ist eine rasche Abnahme von H_{rms} zu verzeichnen. Diese Ab-

nahme der Wellenhöhen spiegelt die Abnahme der Wellenenergien wieder. Sie ist durch das zunehmende Wellenbrechen im Flachwasser und der damit verknüpften Energiedissipation bedingt.

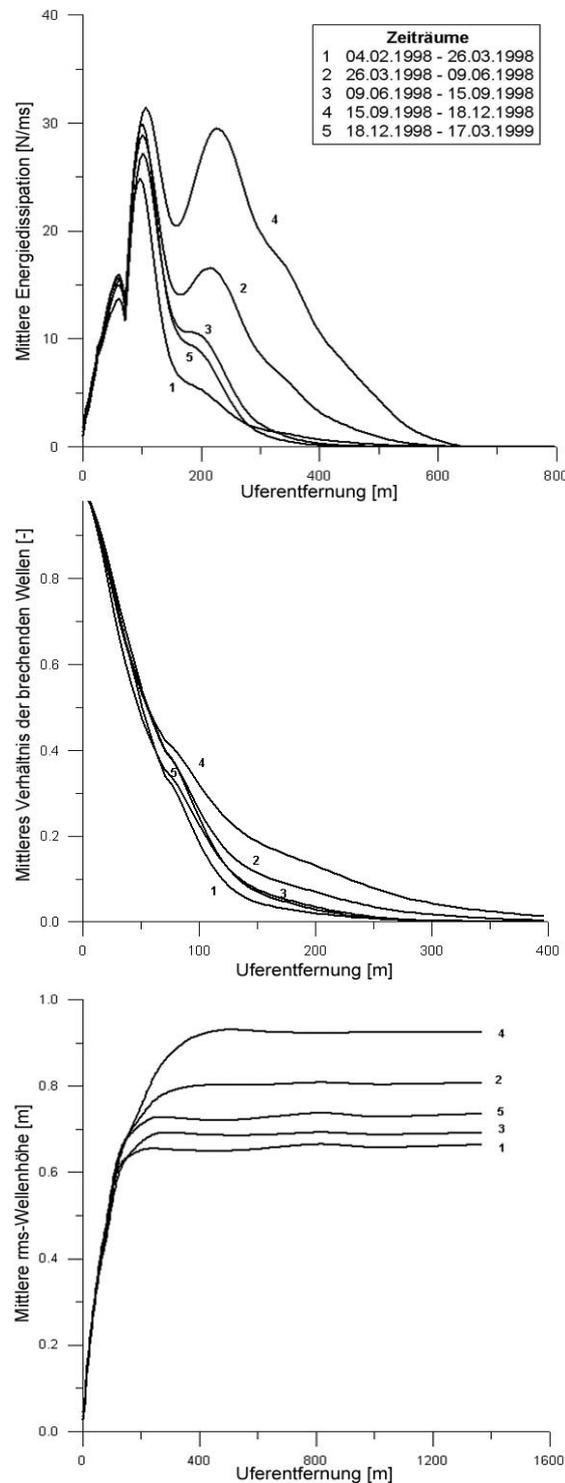


Abbildung 35: Durchschnittliche Werte der Energiedissipation, des Verhältnis der brechenden Wellen und der root-mean-square-Wellenhöhe in Abhängigkeit von der Uferentfernung für die fünf Untersuchungszeiträume der Umlagerungsmessungen: 1 - Winter 98, 2 - Frühling 98, 3 - Sommer 98, 4 - Herbst 98, 5 - Winter 98/99 (vgl. Tabelle 3)

Insgesamt lässt sich konstatieren, dass der Herbst die energiereichste Jahreszeit mit den höchsten Werten von D , α und H_{rms} , gefolgt vom Frühling, war. Im Vergleich dazu waren der Sommer und die beiden Winterperioden relativ energiearm.

Für die Erosions- und Sedimentumsatzwerte, die eine generelle Zunahme mit abnehmenden Wassertiefen aufweisen, wurde eine Korrelationsanalyse mit den Parametern D , α und H_{rms} (Mittel- und Maximalwerte) durchgeführt. Das Ergebnis der Analyse ist in Tabelle 6 erkennbar. Die Mittlere H_{rms} liefern demnach keine signifikante Korrelation mit E und T . Die maximale H_{rms} weist eine positive Korrelation mit der Erosion und keine signifikante Korrelation mit dem Sedimentumsatz auf. Die mittlere Energiedissipation ist mit der Erosion und vor allem dem Sedimentumsatz (Abbildung 36) positiv korreliert. Die maximale Energiedissipation weist keine signifikante Korrelation mit T und E auf. Dies liegt in erster Linie an den Werten der innersten Station, was darauf hindeutet, dass diese aufgrund der geringen Wassertiefe in viel stärkerem Maße von durchschnittlichen Bedingungen beeinflusst wird. Unter maximalen Bedingungen wird ein großer Teil der Energie bereits seewärts der 200 m-Station dissipiert. Das mittlere Verhältnis der brechenden Wellen ist mit Erosion und Sedimentumsatz positiv korreliert, den höchsten Korrelationskoeffizienten liefert E gegen α_m (Abbildung 37). Analog verhält sich der Zusammenhang zwischen dem maximalen Verhältnis der brechenden Wellen sowie Erosion und Sedimentumsatz.

Tabelle 6: Korrelation zwischen modellierten Seegangparametern und Umlagerungswerten im oberen Vorstrand. Die Zahl der Wertepaare beträgt $n = 20$. Fett gedruckte Korrelationskoeffizienten zeigen signifikante Korrelationen mit mehr als 99 % Wahrscheinlichkeit an.

	Maximum			Mittelwert		
	α	D	H_{rms}	α	D	H_{rms}
E	0,793	0,077	0,590	0,849	0,647	0,219
T	0,738	0,399	0,499	0,765	0,857	0,095

Insgesamt liefern D_m , α_m und α_{max} signifikante positive Korrelationen mit E und T , während kein signifikanter Zusammenhang mit mittlerer H_{rms} besteht. Diese Ergebnisse verdeutlichen die Bedeutung des Wellenbrechens für die Sedimentumlagerung im oberen Vorstrand. Die Energiedissipation und das Verhältnis der brechenden Wellen quantifizieren die Effekte des Wellenbrechens, während H_{rms} repräsentativ für die Orbitalgeschwindigkeiten am Boden ist (SCHWARZER et al., 2003a).

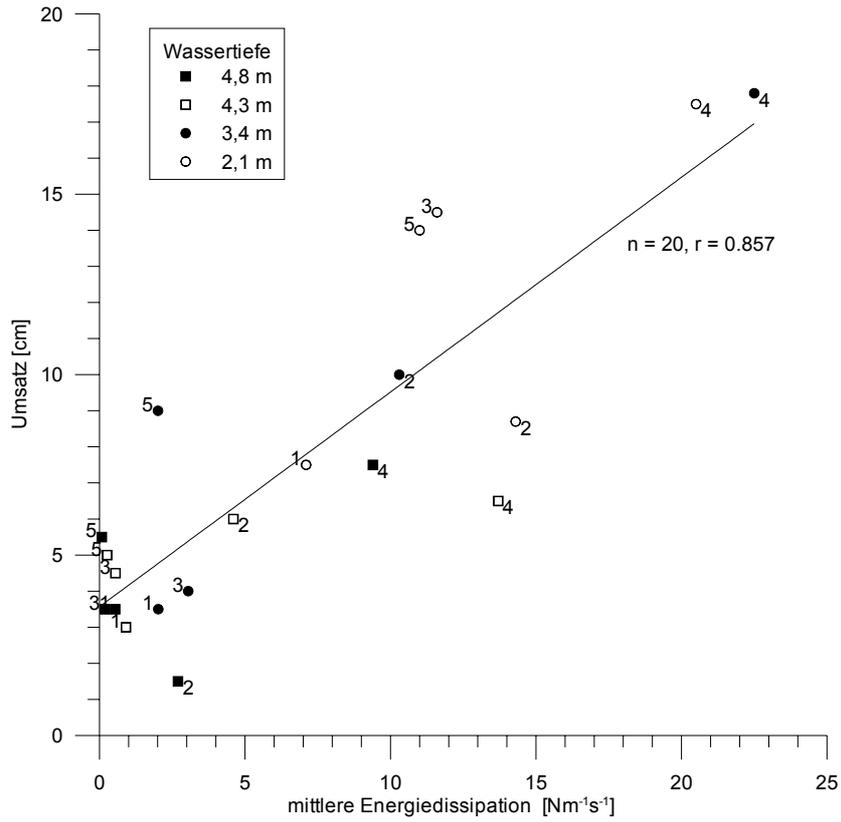


Abbildung 36: Korrelation zwischen Sedimentumsatz und mittlerer Energiedissipation.

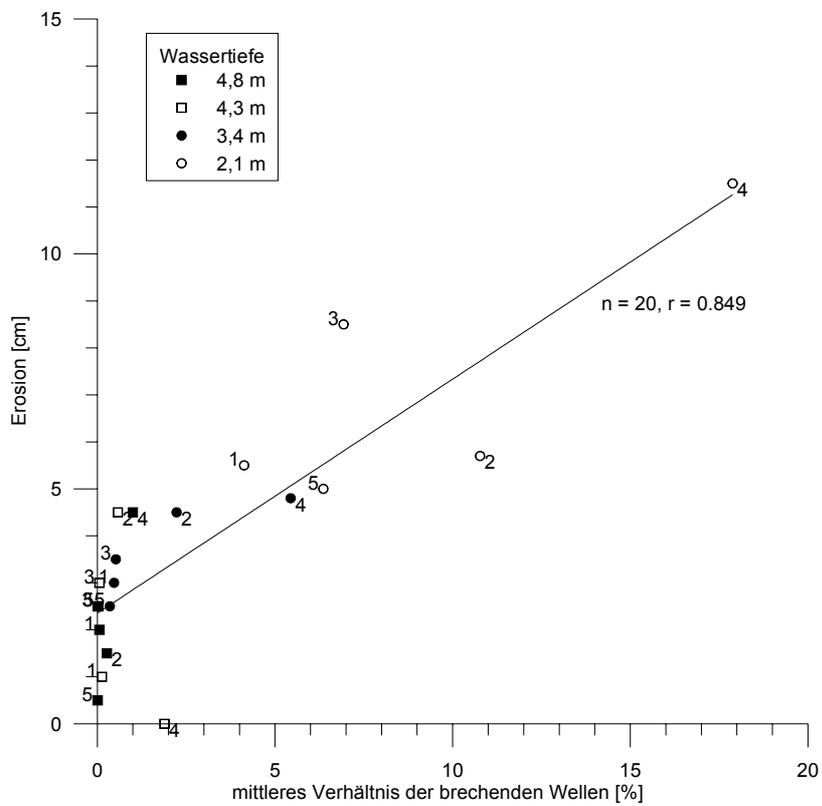


Abbildung 37: Korrelation zwischen Erosion und mittleren Verhältnis der brechenden Wellen.

4.2.4 Saisonale Variabilität von Sedimentverteilungsmustern im unteren Vorstrand

Die Untersuchungen zur Sedimentumlagerung im oberen Vorstrand haben gezeigt, dass morphologische Veränderungen (Sedimentbilanz) und Umlagerungsintensität (Sedimentumsatz) mit abnehmender Wassertiefe stark nachlassen. Im Bereich des unteren Vorstrandes sind dennoch episodische Sedimentbewegungen während extremer Ereignisse zu erwarten. Diese äußern sich in der Regel in der Umstellung von Sedimentverteilungsmustern oder der Anpassung von hydrodynamisch induzierten Bodenformen (z.B. Oszillationsrippeln) an die äußeren Bedingungen. Für die Untersuchung saisonaler Veränderungen von Sedimentverteilungsmustern im Bereich des unteren Vorstrandes der Tromper Wiek wurde ein 1.400 m x 4.500 m großes Monitoring-Gebiet („Dünenhaus“) vor dem Nordende der Schaabe-Nehrung ausgewählt (Abbildung 30). Es umfasst einen Wassertiefenbereich von -6 bis -16 mNN und sämtliche innerhalb der Bucht vertretenen Sedimenttypen (vgl. Kap. 4.1.2). Das Monitoring-Gebiet Dünenhaus wird vom gleichnamigen Profil (Kap. 4.1.2 und 4.2.5) gekreuzt. Es wurde zwischen Dezember 1997 und Dezember 1998 fünfmal in Zeitintervallen von ca. drei Monaten mit dem Seitensichtsonar vermessen.

Das Monitoring-Gebiet Dünenhaus umfasst überwiegend die Sedimenttypen Feinsand und Kies (Abbildung 38). Im S treten darüber hinaus Restsedimente und Torf auf. Innerhalb der Kiesflächen sind Bereiche mit auffälligen Furchen und Trichtern auszumachen. Diese von der Kiesentnahme beeinträchtigten Flächen werden in Kap. 4.3 eingehend behandelt.

Im Übergang der inneren Feinsande zu den Kiesflächen treten vermehrt Steine auf. Dies deutet zum einen darauf hin, dass weichselzeitlicher Till im Untergrund ansteht. Zum anderen zeigen die „durchspießenden Steine“ eine relativ geringmächtige marine Sedimentauflage an. Gestützt werden diese Ergebnisse durch eine in der unmittelbaren Nähe durchgeführte Vibrohammerbohrung. In Kern 080698-K01 wurde unter 60 cm marinen Sanden Till mit sandigen Zwischenlagen erbohrt. Die durch die marine Sandauflage durchspießenden Steine zeigen in den Sonographien keine Anzeichen von Kolkbildung. Kolke können als Anzeiger starker hydrodynamischer Belastung im Vorstrand genutzt werden (SCHWARZER et al., 1996).

Kleinere Grobsandflächen lassen sich landwärts des singulären Kiesrückens in ca. -13 bis -14 mNN ausmachen. Sie weisen Oszillationsrippeln auf, deren Kämme NNW-SSE streichen. Ähnlich orientierte Oszillationsrippeln konnten innerhalb der Kiesfläche in den durch Materialentnahme bedingten Furchen und in der Umgebung der Trichter fest gestellt werden. Diese großräumig relativ einheitliche Orientierung der Oszillationsrippeln weist auf eine Wellenaufrichtung aus ENE hin.

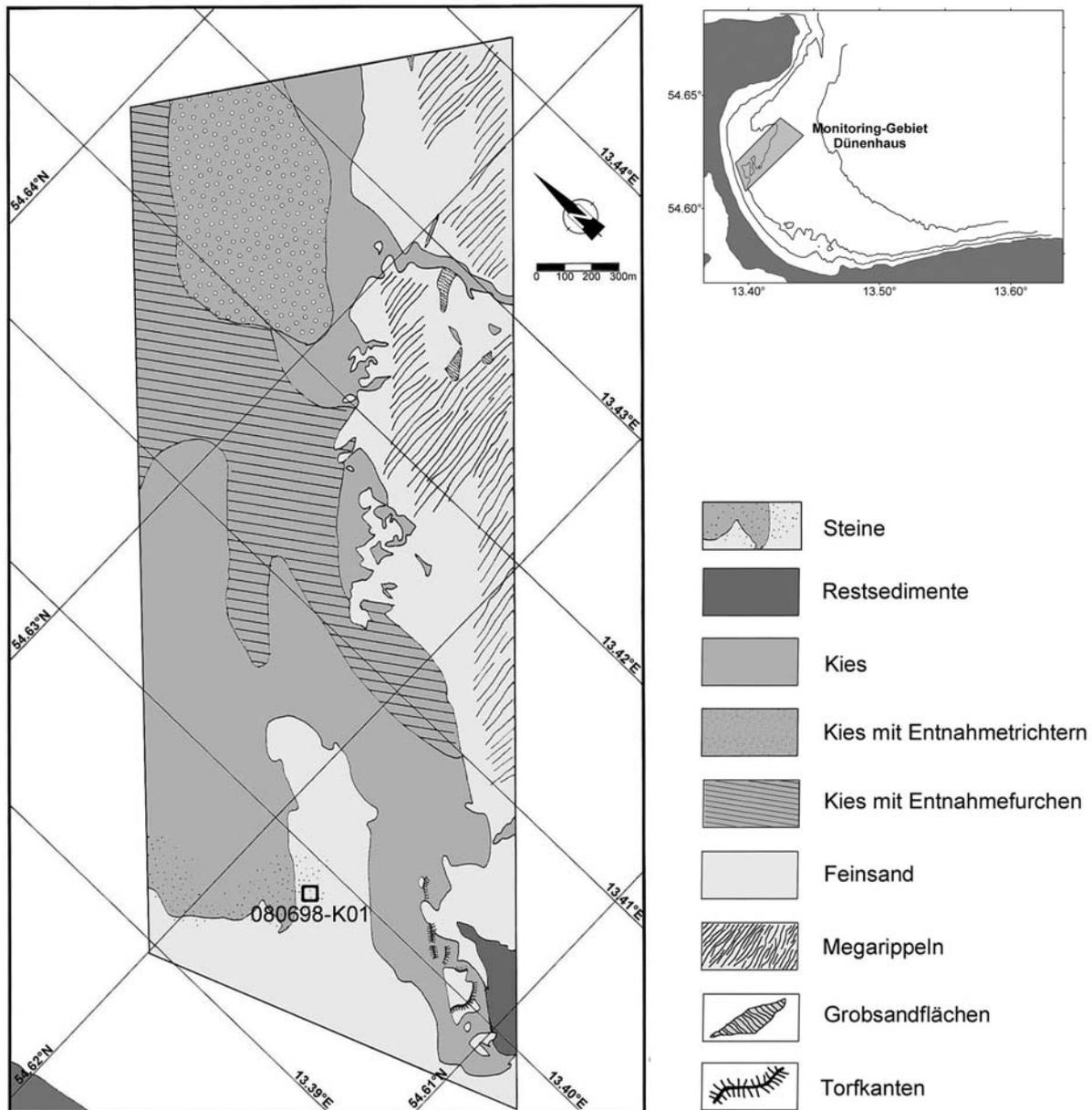


Abbildung 38: Monitoringgebiet Dünenhaus: Sedimentverteilungsmuster auf der Grundlage von Seitensichtsonar-Vermessungen.

Südlich der Kiesfläche sind in den küstenfernen Feinsanden Megarippln ausgebildet. Sie haben Kammabstände in der Größenordnung von ca. 5 m und sind ENE-WSW orientiert. Auf den Megarippln lassen sich Oszillationsrippeln, deren Kämme senkrecht zu denen der Megarippln streichen, ausmachen. Die Kammabstände der Oszillationsrippeln sind in den Tälern der Megarippln größer. Zusammen mit einer höheren Rückstreuung, die ebenfalls in den Tälern beobachtet wird, deutet dies auf gröbere Sedimente im Vergleich zu den Megaripplkämmen hin.

Der Vergleich der zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommenen Sonographien ergab eine generell sehr hohe Stabilität der natürlichen Sedimentverteilungsmuster im Monitoring-

Gebiet Dünenhaus über einen kompletten Jahreszyklus. Größere Veränderungen stehen mit der Materialentnahme auf den Kiesflächen in Zusammenhang und werden in Kap. 4.3 eingehend behandelt. Die beobachteten Oszillations- und Megarippeln zeigen jedoch an, dass Sedimenttransport in einem gewissen Umfang statt findet.

4.2.5 Saisonale Variabilität von Korngrößenverteilungen

Ergänzend zu den bisherigen Messungen wurden Untersuchungen zur saisonalen Variabilität von Korngrößenverteilungen durchgeführt. Entlang des Profils Dünenhaus wurde an neun Stationen im Zeitraum zwischen Dezember 1997 und Dezember 2000 Oberflächenproben (0 - 4 cm) entnommen (Abbildung 30). Die Probennahme erfolgte an den drei innersten Stationen durch Forschungstaucher, die übrigen Stationen wurden mit einem Backengreifer beprobt. Zwischen Dezember 1997 und Dezember 1998 erfolgte die Beprobung in saisonalen Zyklen. Zur Erfassung der längerfristigen Variabilität wurden im Dezember 2000 erneut Proben genommen.

Die zeitlich-räumliche Variabilität der Korngrößenverteilungen ist für die Stationen 1 - 9 des Profils Dünenhaus in Abbildung 39 dargestellt. Generell lässt sich eine geringe zeitliche Variabilität der Korngrößenverteilungskurven fest stellen, und zwar sowohl im saisonalen Rhythmus als auch über den gesamten, mehrjährigen Zeitraum. Dies gilt insbesondere für die drei äußersten Stationen 7 - 9 in Wassertiefen $< -16,5$ mNN sowie die innerste Station 1 (Wassertiefe $-2,3$ mNN). Besonders auffällig ist, dass zwischen Dezember 1997 und Juni 1998 an allen Stationen praktisch keine Veränderungen der Korngrößenverteilungskurven nachweisbar sind.

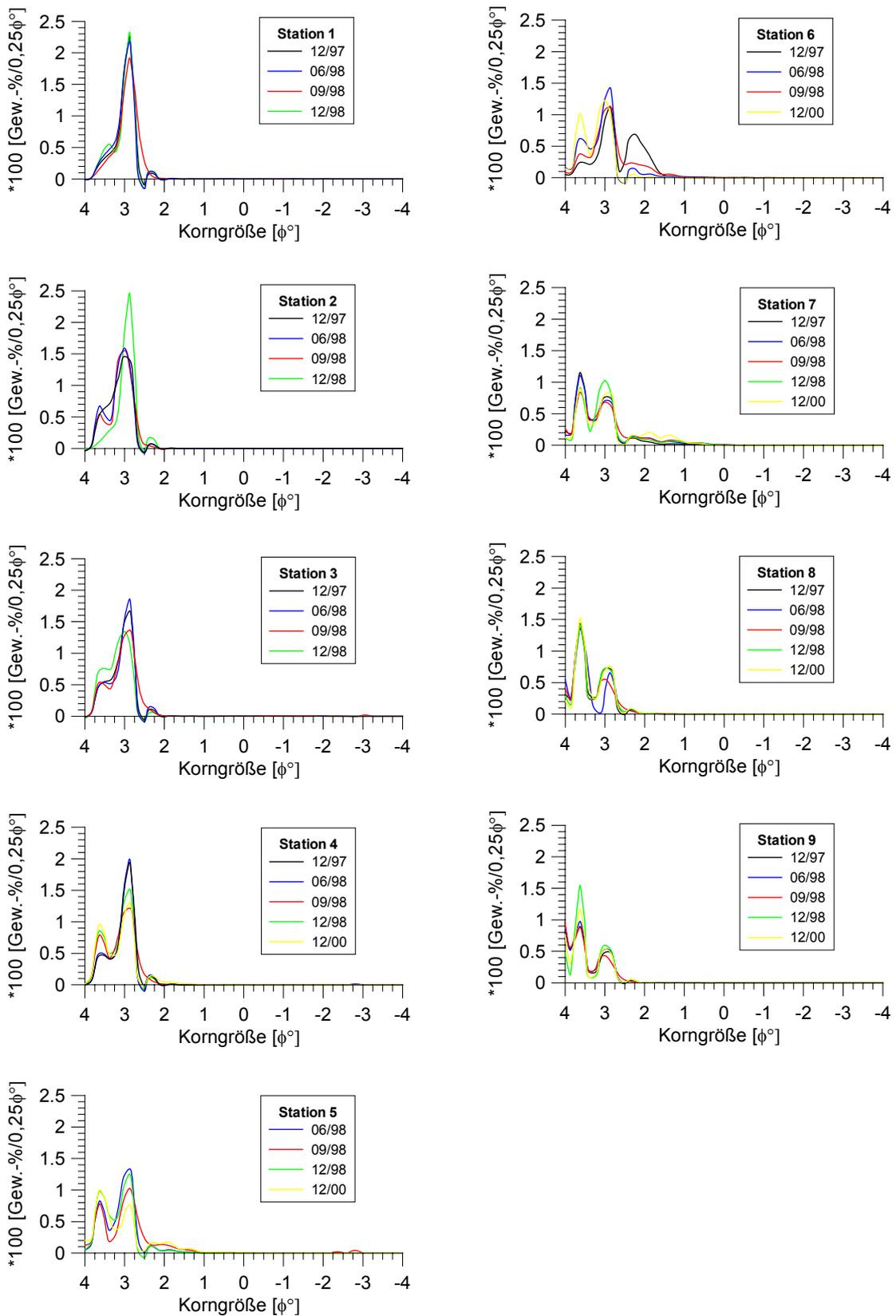


Abbildung 39: Zeitliche Variabilität von Korngrößenverteilungen an den Stationen 1 - 9 des Beprobungsprofils Dünenhaus.

4.3 Regeneration von Materialentnahmestellen

Zur Untersuchung der Regeneration der Materialentnahmestellen Tromper Wiek 1 und Tromper Wiek Ost erfolgte zunächst im August 1999 eine großflächige und flächendeckende hydroakustische Vermessung der ausgewiesenen Lagerstätten und angrenzender Bereiche (Abbildung 40). Nach der Identifikation von Bereichen des Meeresbodens, die durch Materialentnahme beeinflusst waren, wurden zwei kleinräumige Monitoring-Gebiete etabliert und insgesamt vier Mal in etwa halbjährlichen Abständen vermessen. Begleitend wurden während dreier Messkampagnen vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie Seegangs- und Strömungsmessungen durchgeführt (Kap. 4.2.1). Die Daten sind in KLEIN & MITTELSTAEDT (2001) publiziert.

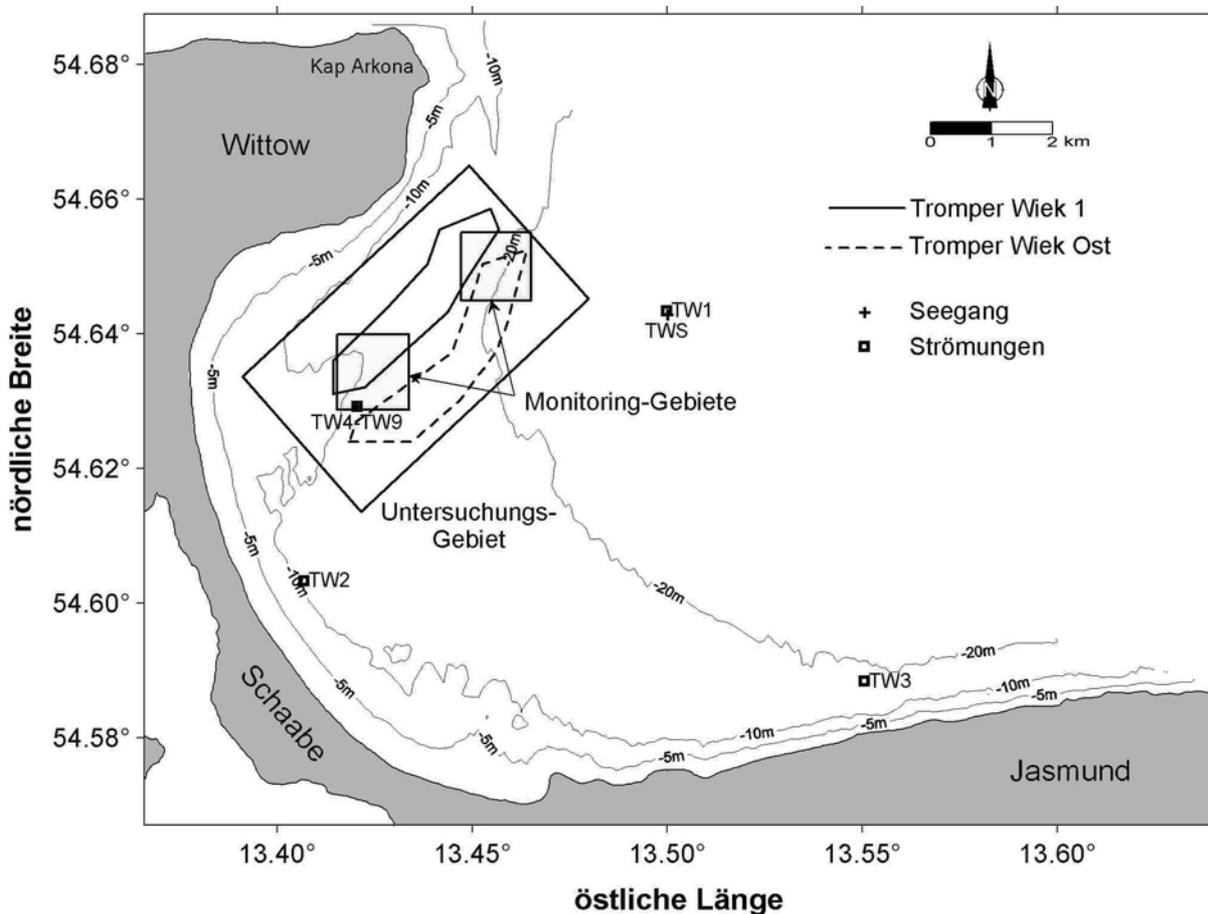


Abbildung 40: Untersuchungsgebiet, Monitoringgebiete und Lage der hydrologischen Messstationen in der Tromper Wiek im Rahmen der Untersuchungen zur Materialentnahme.

4.3.1 Veränderungen von Sedimentverteilungsmustern

Die Lagerstätte Tromper Wiek 1 folgt in ihrem Verlauf den aus Kiesen aufgebauten Strandwallstrukturen des Baltischen Eisstausees, die östlich der Halbinsel Wittow ansetzen und bis dicht an die Küstenlinie der Schaabe heranziehen (Abbildung 41). Sie weist in einem

relativ eng umgrenzten Gebiet von weniger als 1 km² deutliche Materialentnahmespuren auf (Abbildung 42, Karte 1). Diese Spuren sind auf den flachsten Bereich im SW der Lagerstätte begrenzt. Die Tiefen des ungestörten Meeresbodens liegen zwischen ca. -9 und -13 mNN. Durch die angewendete Abbaumethode (Stechrohrbaggerverfahren) entstehen trichterartige Strukturen mit Durchmessern von ca. 5 bis 50 m und Tiefen bis ca. 6 m unter Meeresboden. Beim Fördern der Kiese gelangen ebenfalls Anteile feinerer Fraktionen ($d < 2$ mm: Sand, Silt und Ton) mit an die Oberfläche. Diese stammen aus der Sandmatrix, in die die Kiese eingebettet sind. Eine weitere Quelle sind mehrere dm mächtige sandige Lagen zwischen den Kieshorizonten.

Da für die kommerzielle Nutzung nur Korngrößen $d > 2$ mm von Interesse sind, werden die feineren Fraktionen nach dem sog. „Screening“ als Spill wieder in die Wassersäule abgegeben. Die Feinfraktion mit $d < 63$ µm (Ton und Silt) kann aufgrund ihrer geringen Sinkgeschwindigkeit (vgl. Tabelle 7) je nach Strömungsverhältnissen lateral sehr weit transportiert werden. Dieser Prozess ist in Form von ausgeprägten Suspensionsfahnen hinter dem Bagger-schiff sichtbar. Die Sandanteile des Spills sedimentieren dagegen sehr schnell, unterliegen aber auf dem Weg zum Meeresboden einer deutlich wahrnehmbaren Fraktionierung. Die größten verklappten Fraktionen (Mittel- bis Grobsand) finden sich oft in eng umgrenzten Flächen am Seegrund wieder (Abbildung 43). Dies deutet darauf hin, dass sie vom Ort der Eingabe in die Wassersäule senkrecht nach unten sedimentieren, ohne sich weiter in der Fläche zu verbreiten. Feinsande bilden dagegen ausgedehntere Flächen auf dem Meeresboden. Aufgrund der geringeren Sinkgeschwindigkeit können diese Partikel durch Strömungen weiter in der Umgebung verteilt werden. Die Feinsandflächen zeigen eine auffällige Konzentration am südöstlichen Rand des durch die Kiesentnahme beeinflussten Gebietes (Abbildung 42, Karte 1).

Tabelle 7: Sinkgeschwindigkeiten und -zeiten für unterschiedliche Korngrößenbereiche bei einer angenommenen Wassertiefe von $h = 10$ m. Berechnung nach Gleichung 4.1.3.3.-9 aus ZANKE (1982) für Quarzkörner in Süßwasser mit einer Temperatur von 20 °C.

Korngrößenbereich	Sinkgeschwindigkeit v [cm/s]	Sinkzeit t für $h = 10$ m
Kies (> 2 mm)	$> 19,3$	< 52 s
Grobsand (2-0,63 mm)	9,5 - 19,3	105 - 52 s
Mittelsand (0,63-0,2 mm)	2,83 - 9,5	5,9 min - 105 s
Feinsand (0,2-0,063 mm)	0,35 - 2,83	48 - 5,9 min
Silt (0,063-0,002 mm)	0,00036 - 0,34	33 d - 48 min
Ton ($< 0,002$ mm)	$< 0,00036$	> 33 d

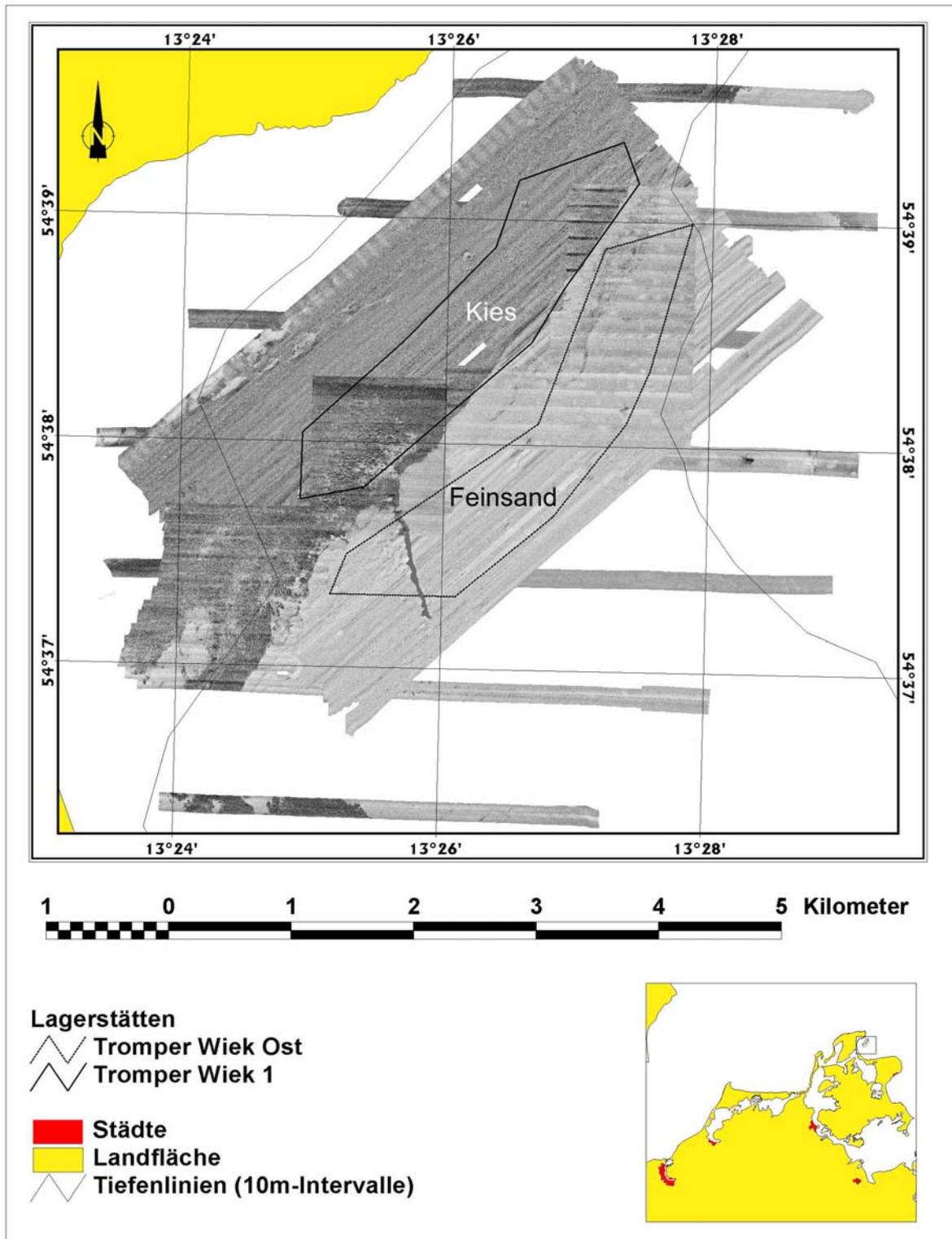


Abbildung 41: Mosaik aus dem Bereich der Materialentnahmestellen Tromper Wick 1 und Tromper Wick Ost.

Alle in den Sonographien sichtbaren Sandflächen weisen Oszillationsrippeln auf. Die Käme streichen durchschnittlich mit $146 \pm 31^\circ$ bei Wassertiefen zwischen ca. -9,5 und -17

mNN. Unter Berücksichtigung der Küstenkonfiguration der Tromper Wiek impliziert dies eine Wellenanlaufrichtung von $56 \pm 31^\circ$ (ENE) und stimmt somit mit der dominierenden Wellenanlaufrichtung während des Messzeitraumes der Tiefwasserwellenbedingungen an Station TWS überein. Das Vorhandensein von Oszillationsrippeln auf den Sandflächen zeigt, dass für alle vorhandenen Korngrößen mindestens einmal seit der Sedimentation als gespillter Sand die kritischen Bedingungen für den Bewegungsbeginn des vorhandenen Sedimentes durch Seegang oder Strömungen überschritten wurden.

Die aus den Sonographien entwickelten Mosaik der Lagerstätte Tromper Wiek 1 zeigen zwei Bereiche der Kiesentnahme, die sich deutlich voneinander unterscheiden (Abbildung 42, Karte 1): Im Südteil sind die Konturen sehr scharf, die Rückstreuungswerte entweder sehr hoch (was auf direkte Reflexion an Entnahmetrichterwänden schließen lässt) oder sehr niedrig (was auf Abschattung hinter steilen Wänden hindeutet) und es treten klar definierte Flächen mit sedimentierten Spillsanden auf. Darüber hinaus zeigen die Entnahmetrichter in den Echo-lot-Aufzeichnungen oft einen V-förmigen Querschnitt. In den bathymetrischen Aufnahmen sind große Höhenunterschiede auf engem Raum zu erkennen. Dagegen sind im Nordteil die Konturen weniger scharf, extreme Rückstreuungswerte treten weniger häufig auf und Flächen sedimentierter Spillsande sind undeutlich oder gar nicht vorhanden. Die Entnahmetrichter zeigen oftmals einen U-förmigen Querschnitt. Die Höhenunterschiede in den bathymetrischen Aufnahmen sind weniger ausgeprägt. All dies deutet darauf hin, dass die Entnahmespuren im Nordteil älter sind und aufgrund der wirkenden Wellen und Strömungen eine Umlagerung der Sedimente und teilweise Verfüllung der Entnahmetrichter eingesetzt hat.

Die Spillsandflächen zeigen auffällige Veränderungen in ihren Verteilungsmustern (Abbildung 44). Der Vergleich der Aufnahmen vom Mai 2000 und Juni 2001 lässt eine deutliche Abnahme der Flächengröße der gespillten Sande erkennen. Diese ist vor allem im N und im S der Spillsandfläche ausgeprägt. Während die Fläche im Mai 2000 ca. 81.000 m^2 betrug, war sie bis Juni 2001 um ein Drittel auf ca. 54.000 m^2 geschrumpft. Die Veränderungen fanden hauptsächlich zwischen Dezember 2000 und Juni 2001 statt, während zwischen Mai 2000 und Dezember 2000 keine nennenswerte Abnahme in der Flächengröße der Spillsande erkennbar ist (Abbildung 44). Dies lässt auf eine ausgeprägte Saisonalität und somit eine diskontinuierliche Veränderung der Spillsandflächen schließen. Ursachen hierfür werden im nachfolgenden Kap. 4.3.2 erörtert.

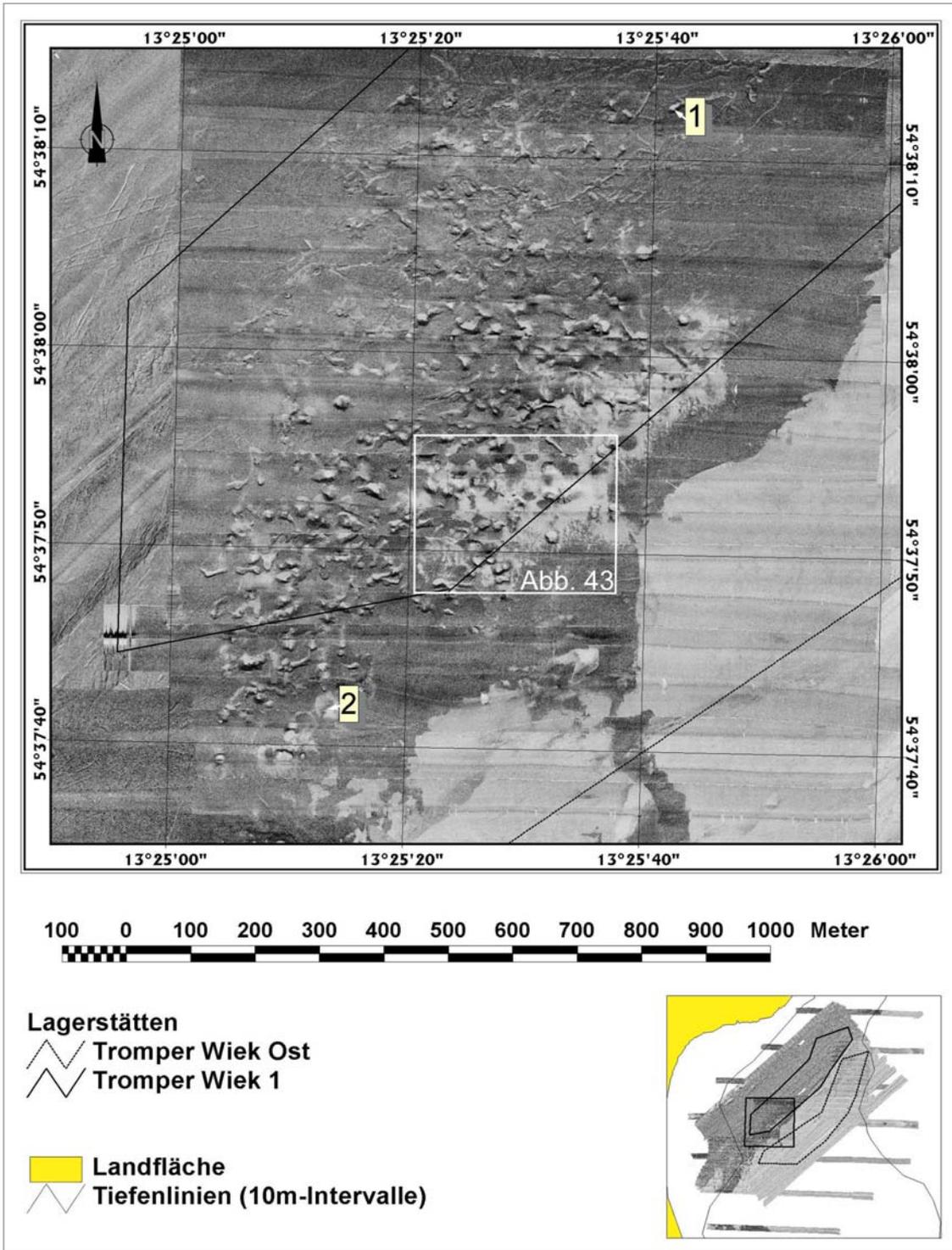


Abbildung 42: Kiesentnahmestelle Tromper Wiek 1: 1 - älterer Entnahmetrichter, 2 - jüngerer Entnahmetrichter.

Die für Küstenschutzmaßnahmen ausgewiesene Lagerstätte Tromper Wiek Ost befindet sich in Wassertiefen zwischen ca. -14 und -21 mNN östlich der Lagerstätte Tromper Wiek 1 (Abbildung 41). Der Meeresboden ist in diesem Gebiet relativ eben und fällt flach nach NE

ein. Im Bereich der Lagerstätte liegt die Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande unterhalb von ca. 0,6 m. Im Liegenden stehen siltige Feinsande des Baltischen Eisstausees an. Der rezente Meeresboden wird im Wesentlichen von siltigen Feinsanden gebildet (Kap. 4.1.2). Im N streichen größere Sande entlang eines Unterwasserhanges aus (Abbildung 45).

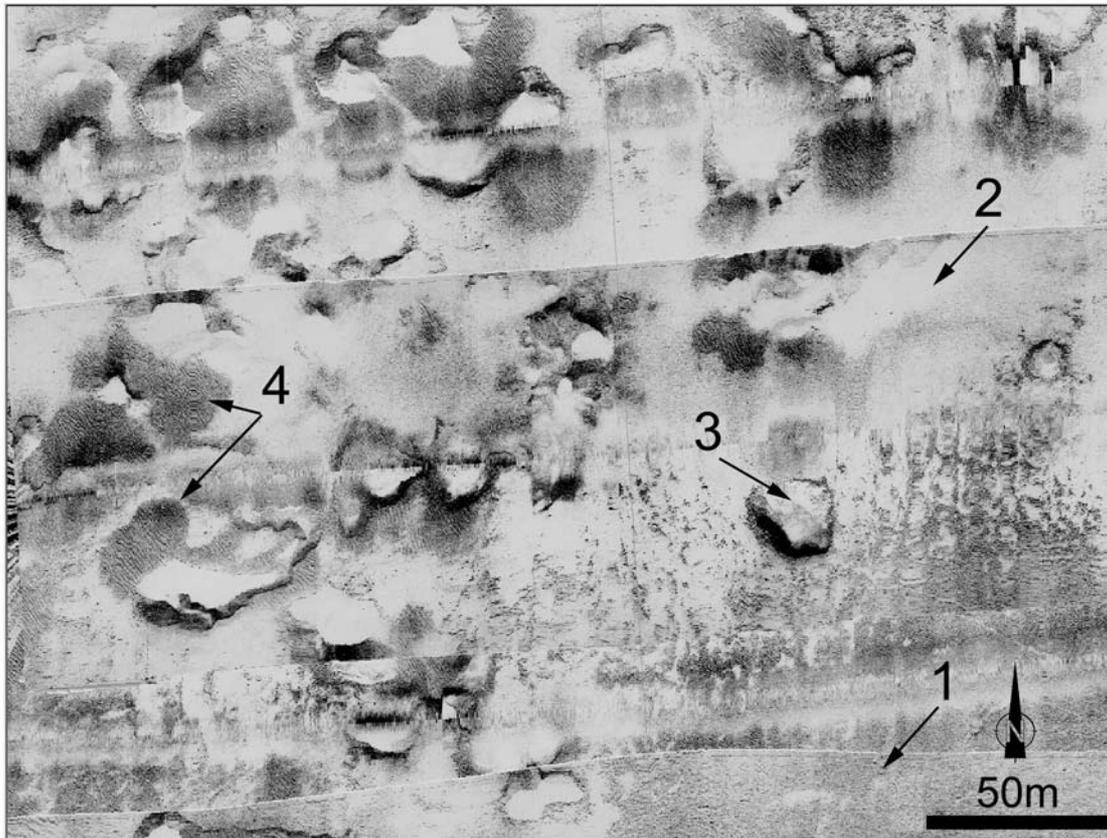


Abbildung 43: Mosaikanschnitt aus der Kiesentnahmestelle Tromper Wiek 1: 1 - ungestörte Kiesfläche, 2 - Feinsand (sedimentiertes, gespilltes Material), 3 - Entnahmetrichter, 4 - Grobsand (sedimentiertes, gespilltes Material) in eng umgrenzten Flächen.

Im Sandentnahmegebiet Tromper Wiek Ost waren die Spuren zunächst auf den tiefsten Bereich im NE der ausgewiesenen Lagerstätte in Wassertiefen von ca. -20 mNN begrenzt (Abbildung 45 u. 46, Karte 2). Die Abbautätigkeiten äußern sich durch gerade, lang gestreckte Furchen am Meeresboden. Diese Furchen sind bis ca. 10 m breit und können eine Länge von einigen 100 m haben. Z.T. konnten in den Sonographien auffällige Kanten an den Furchenbegrenzungen beobachtet werden. Im überwiegenden Maße sind die Furchen jedoch relativ flach. Die niedrigen Rückstreuungswerte innerhalb der Furchen, die in den Sonographien sichtbar sind (Abbildung 45 u. 46, Karte 2), deuten auf eine teilweise Verfüllung mit relativ feinkörnigem Material (hohe Silt-Ton-Gehalte) hin. Die beschriebenen Spuren rühren von einer Sandentnahme aus dem Jahr 1989 her (Kap. 2.4.1).

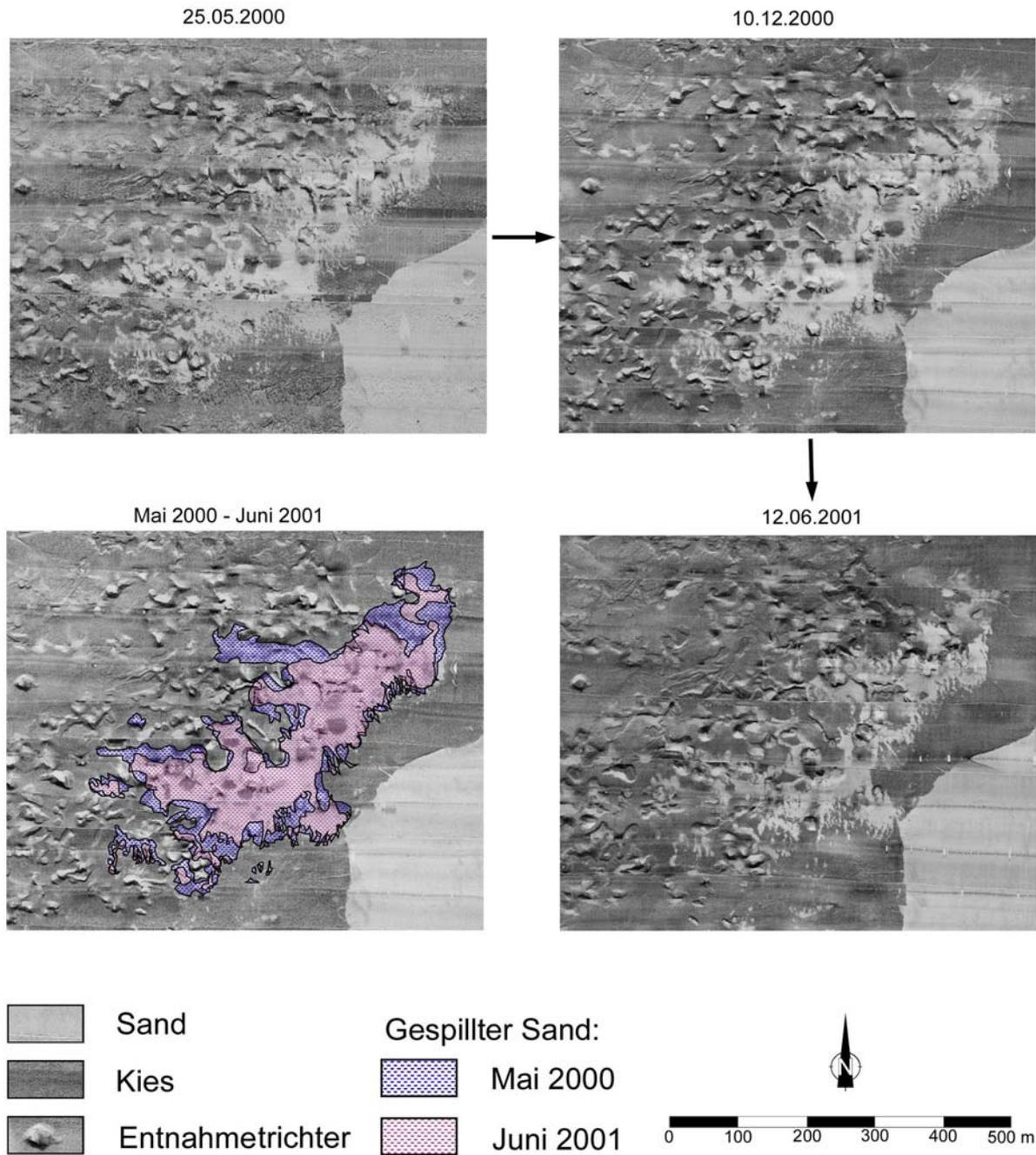


Abbildung 44: Veränderungen der Spillsandflächen zwischen Mai 2000 und Juni 2001. Veränderungen der Spillsandflächen treten vor allem zwischen dem 10.12.2000 und den 12.06.2001 (im Winterhalbjahr) auf. Zwischen dem 25.05.2000 und dem 10.12.2000 (Sommerhalbjahr) bleiben die Veränderungen gering.

Im Herbst 2000 erfolgte eine zweite Sandentnahme (Kap. 2.4.1). Die Spuren dieser Entnahme sind im N der Lagerstätte entlang der westlichen Begrenzung erkennbar (Abbildung 45 u. 46, Karte 2). Es lassen sich mehrere dicht nebeneinander liegende, gerade, lang gestreckte Furchen auf einer Länge von 1.200 m und einer Breite von 100 m ausmachen.

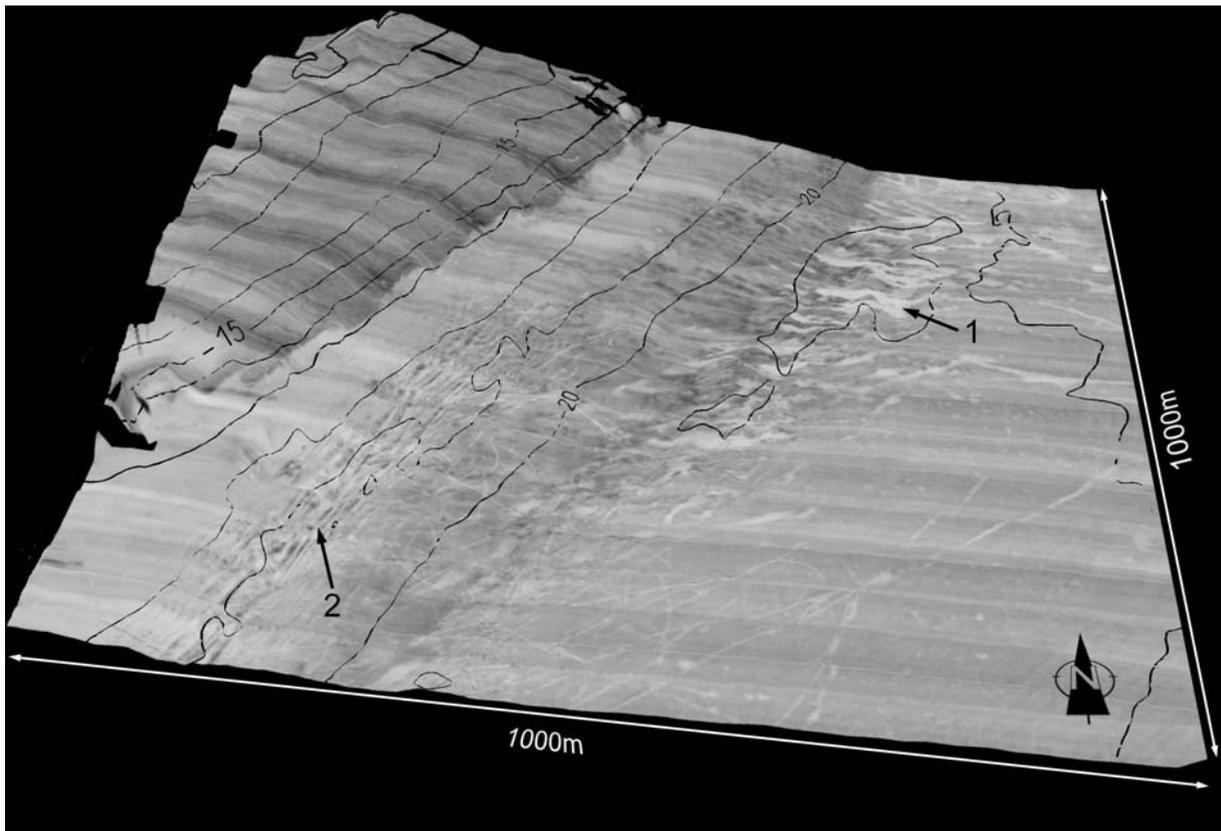


Abbildung 45: Sandentnahmestelle Tromper Wiek Ost: In der linken, oberen Ecke sind Kiese bis ca. -17 mNN Wassertiefe erkennbar. Grobsande streichen entlang eines Unterwasserhanges in ca. -20 mNN Wassertiefe aus. 1 - alte Entnahmespuren von 1989, 2 - frische Entnahmespuren vom Herbst 2000.

Von der Sandlagerstätte Tromper Wiek Ost liegen vier Wiederholungsaufnahmen zwischen Dezember 1999 und Juni 2001 vor. Die durch die Abbautätigkeiten von 1989 verursachten Furchen reichen z.T. über das genehmigte Abbaugelände nach N hinaus. Der Vergleich der sonographischen Mosaik von Dezember 1999 und Mai 2000 zeigt insbesondere im Zentralteil der Aufnahme einige Veränderungen (Abbildung 47). Flächen mit feinem Sediment (niedrige Rückstreuung) zeigen an einigen Stellen ein laterales Wachstum auf Kosten von Flächen mit gröberem Sediment. Die vorhandenen Spuren der Sedimententnahme bleiben aber auch in der Aufnahme vom Mai 2000 deutlich erkennbar. In der Folgezeit sind bis Dezember 2000 keine signifikanten Veränderungen an den durch die erste Sandentnahme verursachten Sedimentverteilungsmustern erkennbar.

In Analogie zu den Untersuchungen in der Lagerstätte Tromper Wiek 1 lassen sich zwischen den Aufnahmen vom Dezember 2000 und Juni 2001 Veränderungen feststellen. Frische wie alte Materialentnahmespuren treten im Juni 2001 weniger deutlich hervor, ohne dass sie völlig verschwinden.

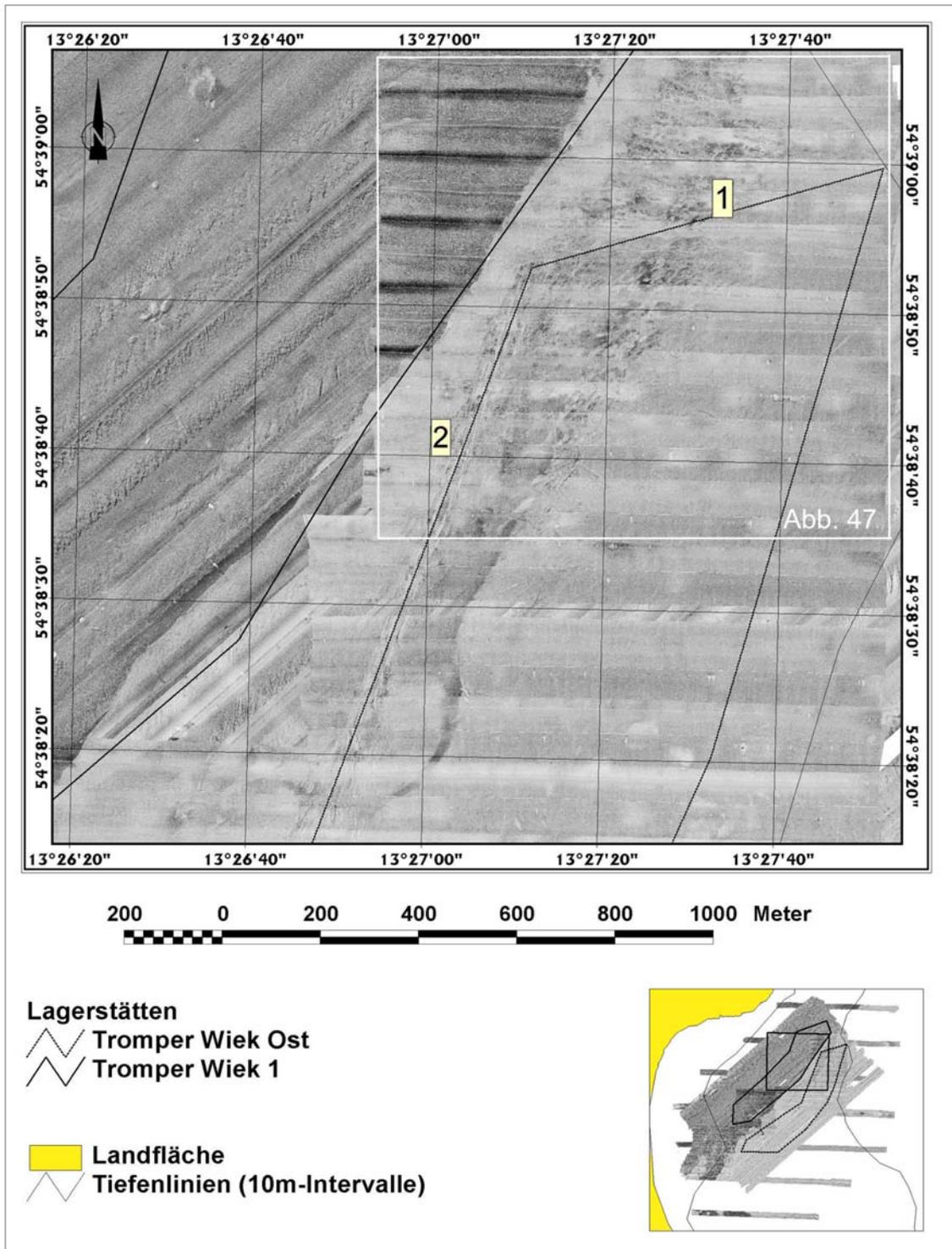


Abbildung 46: Sandentnahmestelle Tromper Wiek Ost: 1 - alte Entnahmespuren von 1989, 2 - frische Entnahmespuren vom Herbst 2000.

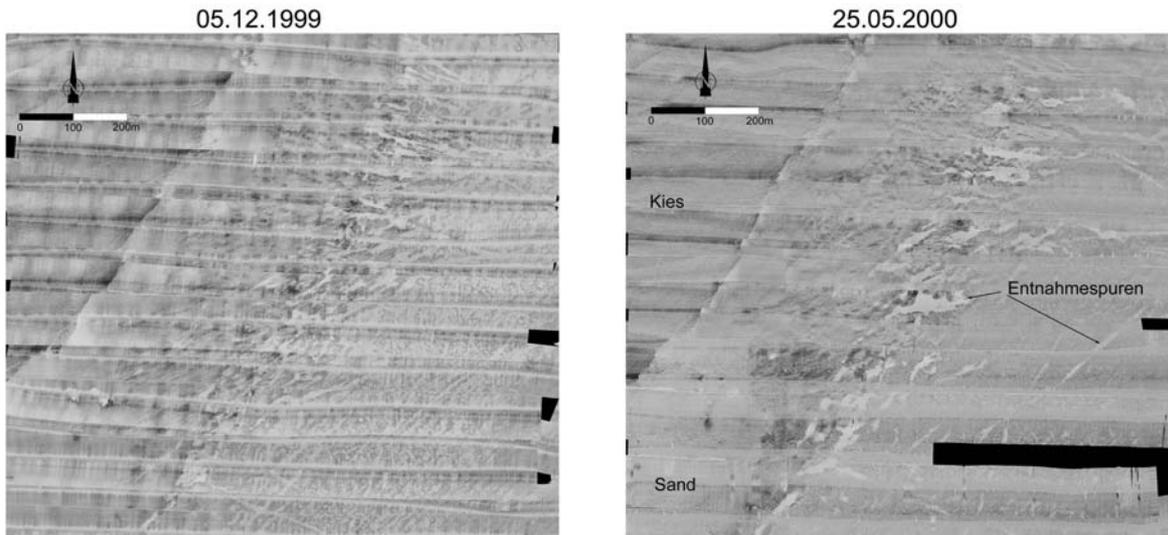


Abbildung 47: Veränderungen der Sedimentverteilungsmuster zwischen Dezember 1999 und Mai 2000 im Bereich der Entnahmestelle Tromper Wiek Ost.

4.3.2 Remobilisierung von Sediment

Um die Remobilisierung von potentiell Verfüllungsmaterial für die Entnahmespuren abschätzen zu können, ist die Kenntnis der hydrodynamischen Randbedingungen von entscheidender Bedeutung. Zu diesem Zwecke wurden im Bereich eines ausgewählten Entnahmetrichters („jüngerer Entnahmetrichter“, vgl. Kap. 4.3.3.3) während dreier Messkampagnen vom BSH Strömung und Seegang erfasst (TW4 - TW9). Darüber hinaus erfolgte die Messung der Seegangsbedingungen im Tiefwasser zwischen März 2000 und Mai 2001 (TWS, Kap. 4.2.1).

In Abbildung 48 sind Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhen H_s , und die berechneten maximalen Orbitalgeschwindigkeiten am Boden u_{0max} für die Station TWS in 25 m Wassertiefe und den Bereich des jüngeren Entnahmetrichters (TW4, TW7, TW8, Wassertiefe des ungestörten Meeresbodens: 12 m) dargestellt. Die signifikanten Wellenhöhen an der Station TWS und beim jüngeren Entnahmetrichter (jET) zeigen eine hohe, signifikante Korrelation ($r = 0,97$, $n = 1950$), die durch die lineare Gleichung $H_s(jET) = 0,71 \cdot H_s(TWS)$ beschrieben werden kann (Abbildung 49). Die überwiegende Zeit liegen die signifikanten Wellenhöhen unterhalb von 1 m, es lassen sich jedoch mehrere Ereignisse mit $H_s > 1$ m feststellen. Die bedeutendsten Ereignisse fanden am 27.03.2000 ($H_s = 3,9$ m an Station TWS), 01.02.2001 ($H_s = 3,15$ m an Station TWS) und 19.03.2001 ($H_s = 3,08$ m am jET) statt.

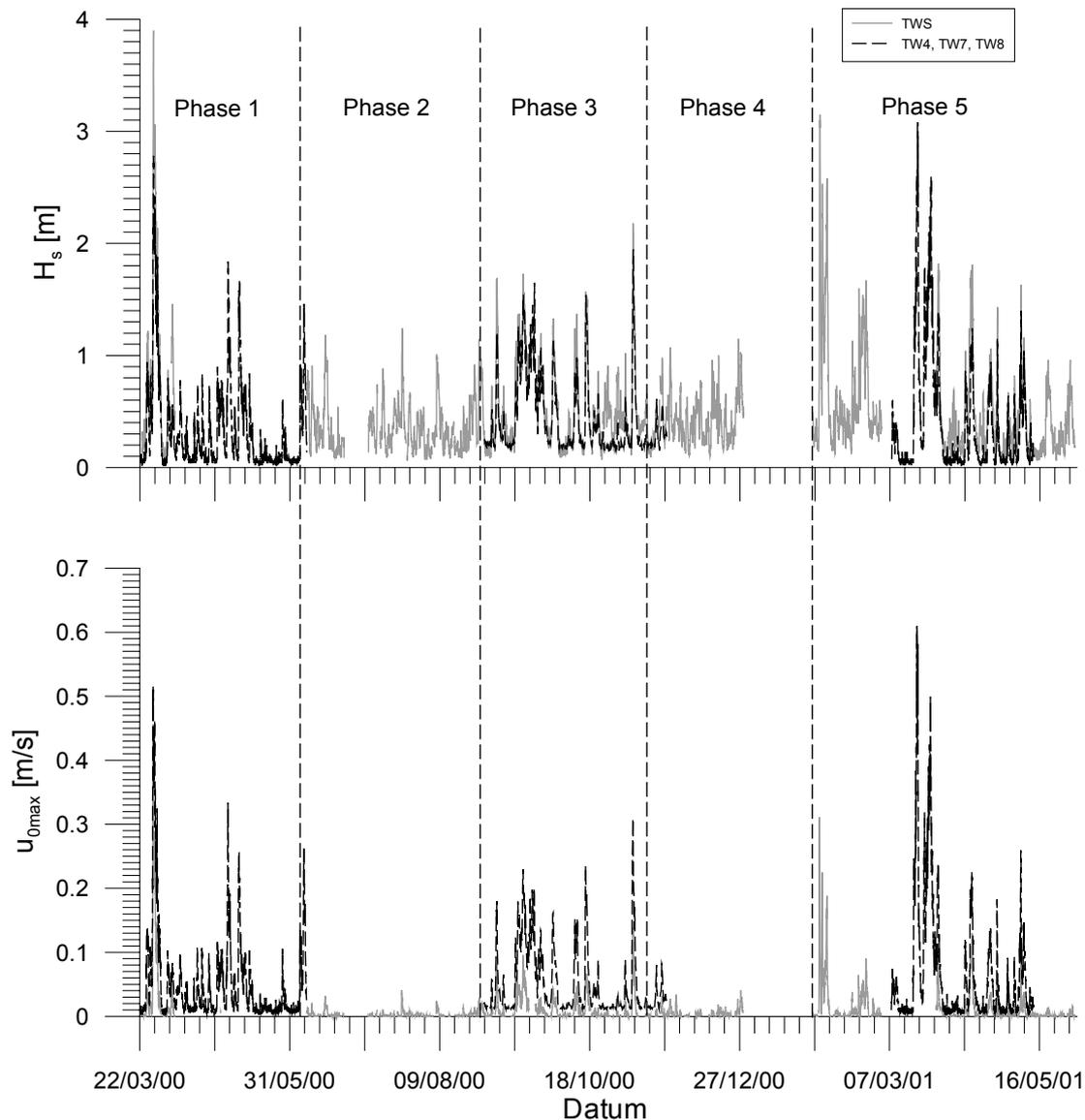


Abbildung 48: Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhen (H_s) und maximalen Orbitalgeschwindigkeiten (u_{0max}) and der Station TWS und im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters (TW4, TW7 und TW8). Eine deutlich ausgeprägte Saisonalität mit erhöhten signifikanten Wellenhöhen und Orbitalgeschwindigkeiten während der Frühjahrs-Phasen (1 und 5) ist deutlich sichtbar.

Die Zeitreihen der maximalen Orbitalgeschwindigkeiten zeigen eine ausgeprägte Saisonalität (Abbildung 48). Während der Frühjahre (Phase 1 und 5) sind die maximalen Orbitalgeschwindigkeiten am höchsten. Der Herbst (Phase 3) weist eine erhöhte Anzahl von überdurchschnittlichen Orbitalgeschwindigkeiten auf. Allerdings werden die Spitzenwerte der Frühjahre bei Weitem nicht erreicht. Niedrige Orbitalgeschwindigkeiten sind im Sommer (Phase 2) und Winter (Phase 4) zu verzeichnen, wobei allerdings berücksichtigt werden muss, dass im Winter eine Datenlücke von ca. 1 Monat (28.12.2000 bis 29.01.2001) auftrat.

Während der dritten Kampagne vom 07.03. bis 30.05.2001 wurden Seegang und Strömung im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters gemessen (TW8). Dies ermöglicht eine Ab-

schätzung der relativen Bedeutung von Seegang und Strömung für die Remobilisierung von Spillsanden. Abbildung 50 zeigt die Zeitreihen von H_s , T_z und aus diesen berechneten u_{0max} . Des Weiteren sind die Strömungsgeschwindigkeit v_s und die Strömungsrichtung φ in 11,3 m Wassertiefe dargestellt.

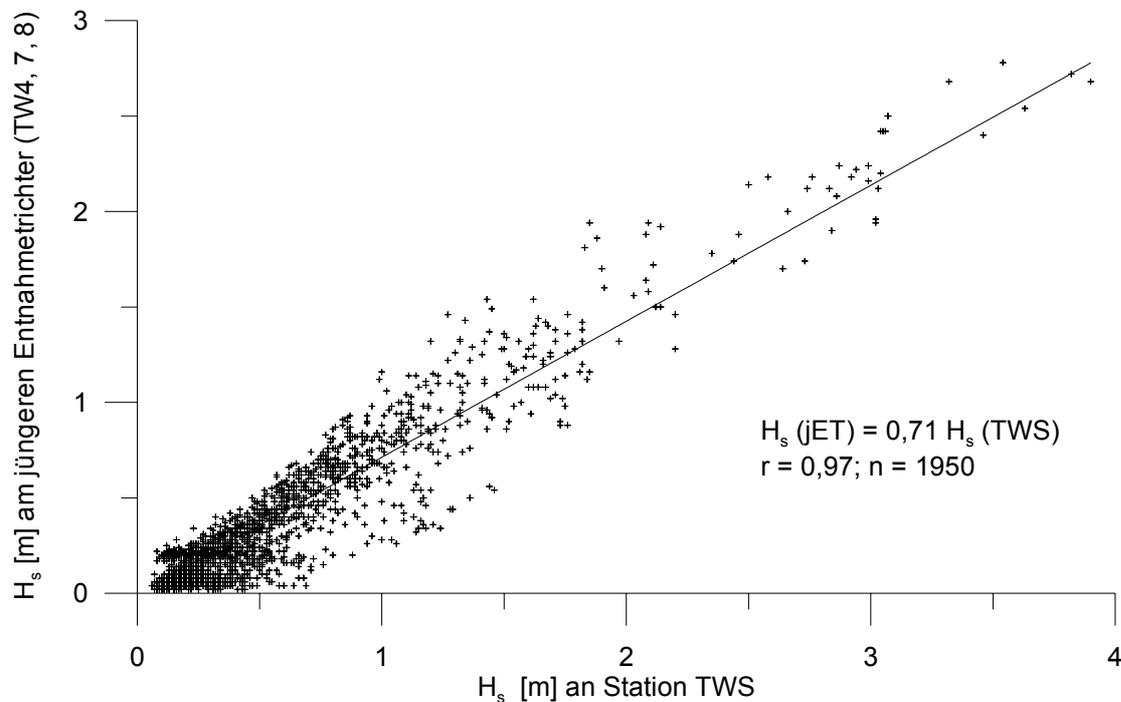


Abbildung 49: Korrelation zwischen den signifikanten Wellenhöhen an der Station TWS und am jüngeren Entnahmetrichter.

Aus den seegangsinduzierten Orbitalgeschwindigkeiten und den Strömungsgeschwindigkeiten lassen sich über die Gleichungen 2 und 12 Schubspannungen τ_w und τ_c berechnen (Abbildung 50). Die seegangsinduzierten Schubspannungen τ_w bewegen sich zwischen ca. $0,01 \text{ N/m}^2$ während ruhiger Perioden und Maximalwerten bis zu $1,3 \text{ N/m}^2$. Die strömungsinduzierten Schubspannungen τ_c bleiben dagegen stets $< 0,1 \text{ N/m}^2$. Für die Remobilisierung von Spillsanden im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters spielen somit die strömungsinduzierten Schubspannungen nur eine sehr untergeordnete Rolle.

Unter Verwendung von kritischen Schubspannungen für bestimmte Perzentile der Korngrößenverteilungen der Spillsande lässt sich für den gesamten Messzeitraum zwischen März 2000 und Mai 2001 die Häufigkeit von Remobilisierungsereignissen abschätzen (Abbildung 51). Dazu wurden zunächst die Datenlücken zwischen den Kampagnen durch eine Korrelation mit berechneten Schubspannungswerten aus den Seegangsdaten der Station TWS gefüllt (Abbildung 52). Die fehlenden Werte ließen sich durch ein Polynom zweiten Grades

($r = 0,97$, $n = 1681$) annähern. Die kritischen Schubspannungen wurden für die Korngrößen des 1. und 99. Perzents der Korngrößenverteilung der Spillsande berechnet. Die Verwendung von d_1 und d_{99} lässt Aussagen über (annähernd) minimal und maximal erforderliche Schubspannungen zur Remobilisierung zu. Die Bestimmung der kritischen Schubspannungen τ_{cr} erfolgte über die Gleichungen 13 bis 15.

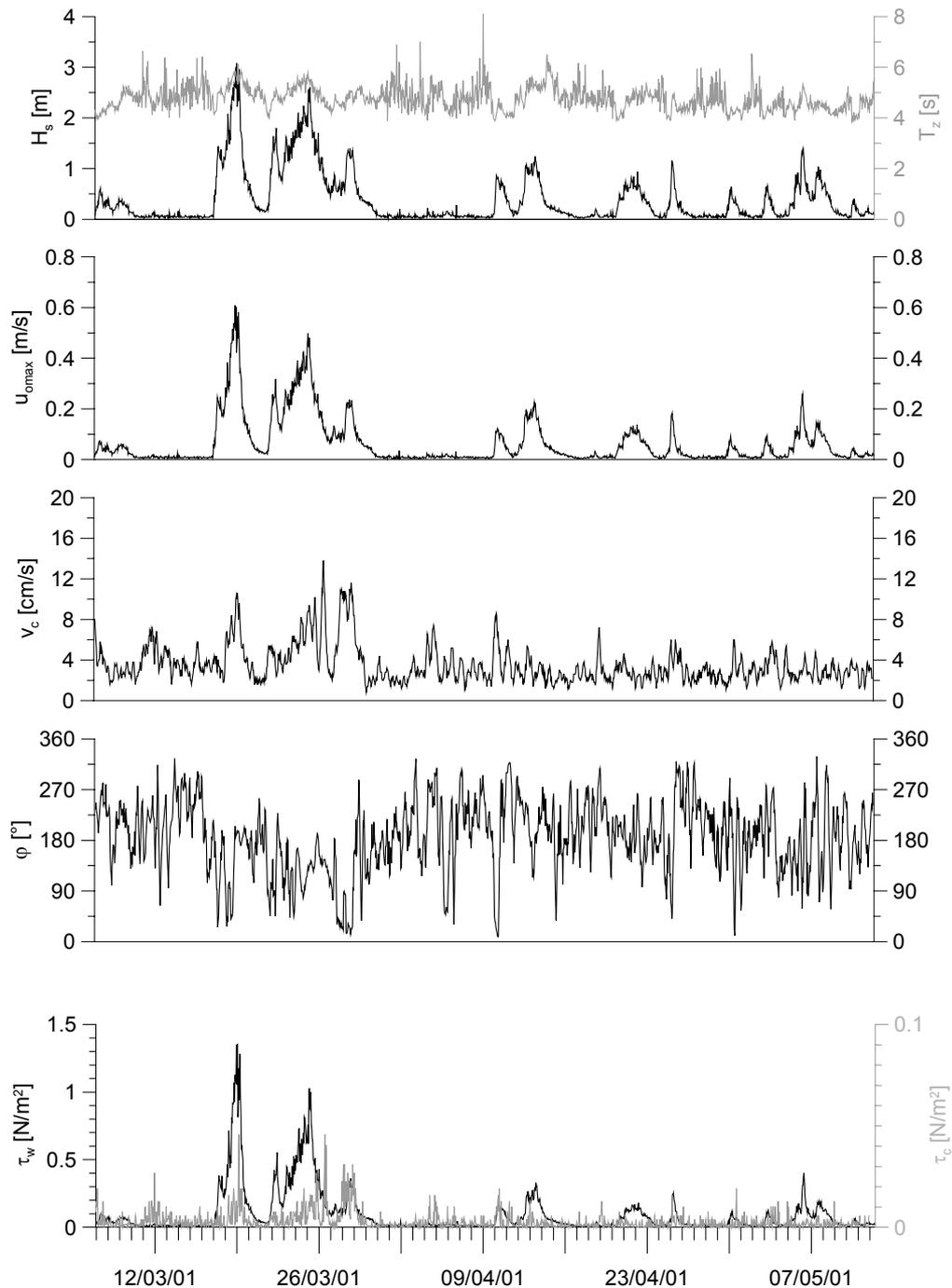


Abbildung 50: Zeitreihen von Seegangs- und Strömungsparametern sowie der Schubspannungen im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters (TW8).

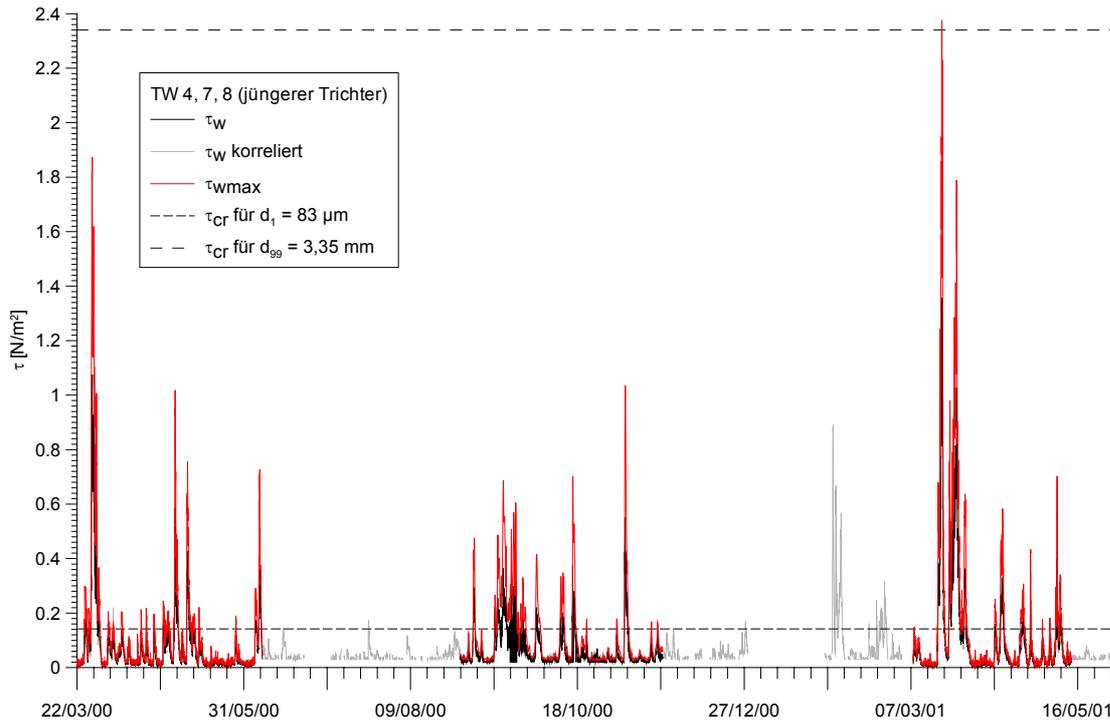


Abbildung 51: Zeitreihe der seegangsinduzierten Schubspannungen im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters für den gesamten hydrologischen Messzeitraum. Die kritischen Schubspannungen für die Remobilisierung der Spillsande werden relativ häufig überschritten (ca. 9,4 % der Zeit), die zur Mobilisierung des gesamten Kornspektrums benötigten dagegen nur ein Mal am 19.03.2001.

Für $d_1 = 83 \mu\text{m}$ wurden die kritischen Schubspannungen zu ca. 9,4 % der Zeit des Untersuchungszeitraumes überschritten. Für die Mobilisierung der gesamten Korngrößenfraktion (angenähert durch $d_{99} = 3,35 \text{ mm}$) sind Schubspannungen von $2,34 \text{ N/m}^2$ erforderlich. Solch hohe Schubspannungen wurden auf der Grundlage von signifikanten Wellenhöhen während des Messzeitraumes nicht erreicht. Schubspannungsberechnungen werden zwar gängigerweise auf der Grundlage von signifikanten Wellenhöhen durchgeführt (vgl. SOULSY, 1997), für die Mobilisierung von Sediment spielen jedoch die maximal erreichten Bedingungen (in diesem Fall ausgedrückt durch die maximale Wellenhöhe H_{max}) eine größere Rolle. Aus den maximalen Wellenhöhen wurden deswegen zusätzlich die maximalen seegangsinduzierten Schubspannungen τ_{wmax} berechnet. Aus Abbildung 51 ist ersichtlich, dass die für die Mobilisierung des gesamten Korngrößenspektrums erforderlichen Schubspannungen nur während eines Ereignisses am 19.03.2001 überschritten wurden. Zu diesem Zeitpunkt wurden maximale Wellenhöhen bis 4,50 m erzielt, während die signifikante Wellenhöhe „nur“ bei 3,08 m lag. Des Weiteren spiegeln sich erwartungsgemäß die saisonal unterschiedlichen Wellenhöhen und maximalen Orbitalgeschwindigkeiten auch in den Schubspannungen wider. Besonders hohe Schubspannungen wurden im März 2000 und 2001 erreicht. Die deutliche Saisona-

lität der Schubspannungswerte erklärt somit die ebenfalls ausgeprägte Saisonalität bei der Veränderung der Spillsandflächen.

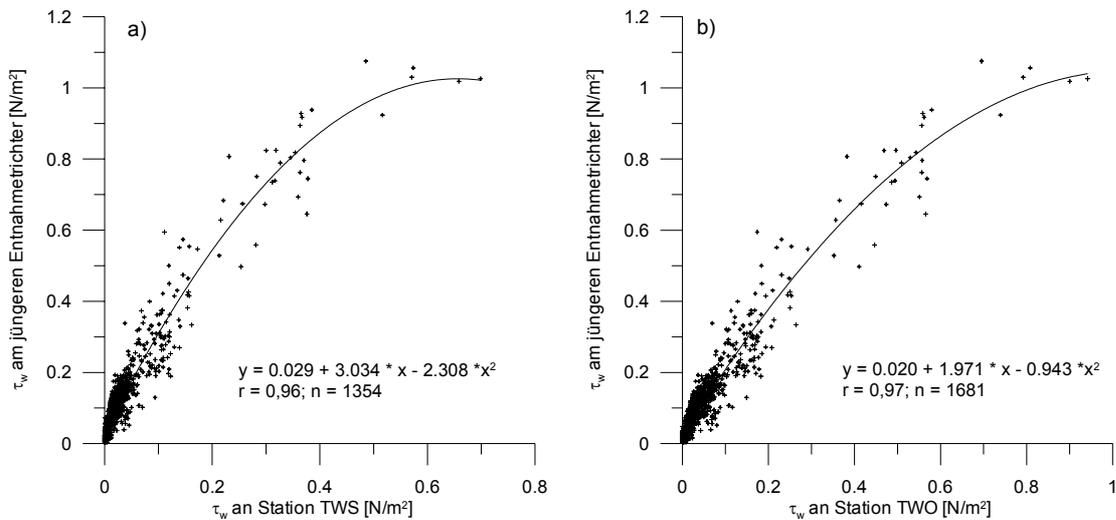


Abbildung 52: Korrelation zwischen den seegangsinduzierten Schubspannungen am jüngeren Entnahmetrichter und an der Station TWS (a) bzw. an der Station TWO (b).

Für die Lagerstätte Tromper Wiek Ost liegen keine direkten Messungen von Seegang und Strömungen vor. Die Zeitreihe von Seegangsdaten der Station TWS kann jedoch benutzt werden, um eine berechnete Seegangsdaten-Zeitreihe für die Position TWO ($54^\circ 38,57' N$, $13^\circ 27,36' E$) in 20 m Wassertiefe innerhalb der Lagerstätte Tromper Wiek Ost zu erzeugen (vgl. Abschnitt „Transformation von Wellen bei der Annäherung an die Küste“ in Kap. 2.1.2). Ausgehend von den Messwerten für H_s , T_z und L von Station TWS in der Wassertiefe $h = 25$ m lassen sich die entsprechenden Wellenparameter unter Tiefwasserbedingungen über die Gleichungen 6 und 8 berechnen. Die Berechnung der Wellenbedingungen für die Position TWO in 20 m Wassertiefe erfolgt dann über die Gleichungen 6 und 9. Aufgrund der relativ großen Wassertiefen führt die Nichtberücksichtigung von Refraktion und Diffraktion zu relativ kleinen Fehlern. Sie ist daher im Rahmen dieser abschätzenden Betrachtungen hinnehmbar.

Mit den auf die oben beschriebene Weise berechneten Seegangsdaten wurden maximale Orbitalgeschwindigkeiten und seegangsinduzierte Schubspannungen in 20 m Wassertiefe für die Position TWO berechnet. Darüber hinaus wurden Lücken im Datensatz durch eine Korrelation der Schubspannungen an den Stationen TWO und jET teilweise gefüllt. Die Zeitreihe der seegangsinduzierten Schubspannungen ist aus Abbildung 53 ersichtlich. Kritische Schubspannungswerte wurden für die Perzentile $d_5 = 63 \mu\text{m}$ und $d_{99} = 525 \mu\text{m}$ berechnet. Wegen des relativ hohen Silt-Ton-Gehaltes der Probe war es mit dem angewandten Siebverfahren

nicht möglich, das 1. Perzentil der Korngrößenverteilung zu bestimmen. Aus diesen Gründen wurde d_5 gewählt.

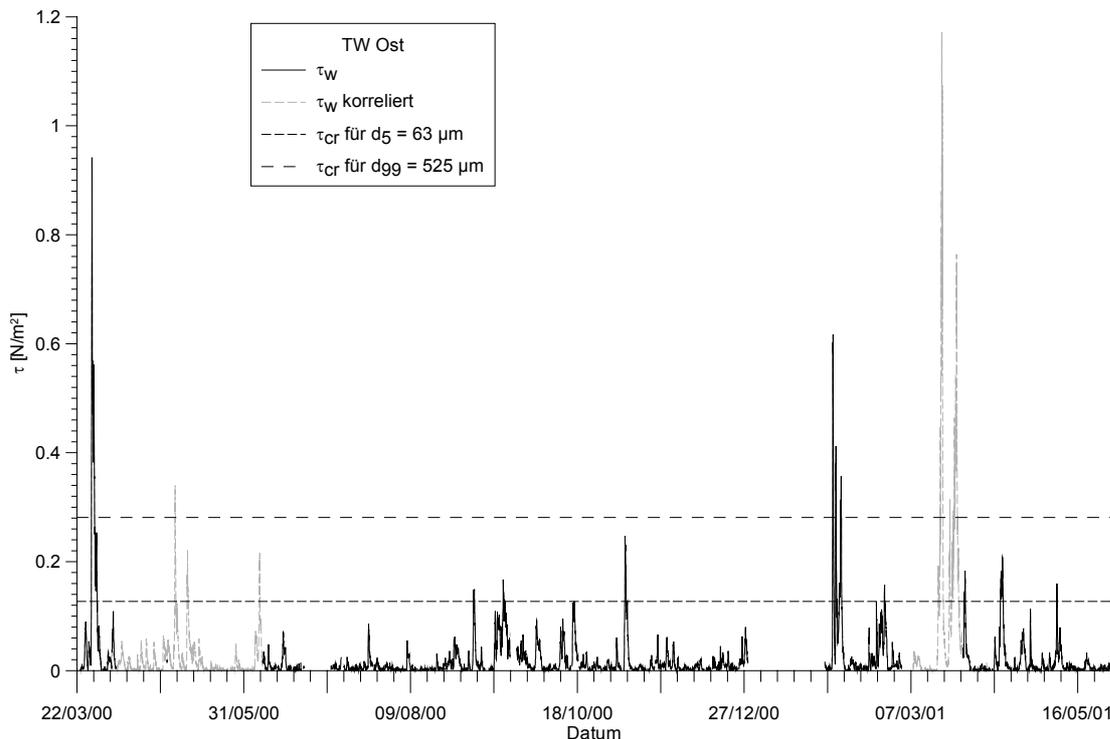


Abbildung 53: Zeitreihe der seegangsinduzierten Schubspannungen (τ_w) für die Position TWO im Bereich der Lagerstätte Tromper Wiek Ost für den gesamten hydrologischen Messzeitraum.

Es zeigt sich, dass die kritische Schubspannung für d_5 für ca. 3,7 % der Zeit überschritten wird. Die Überschreitungsdauer liegt demnach deutlich niedriger als im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters in 12 m Wassertiefe. Für d_{99} wird die kritische Schubspannung nur zu 1,3 % der Zeit überschritten. Die Mobilisierung des (nahezu) gesamten Kornspektrums findet somit recht selten statt.

4.3.3 Sedimentationsprozesse in den Entnahmestrukturen

Da die Sedimentationsprozesse im Kiesentnahmegebiet Tromper Wiek 1 und speziell in den Entnahmetrichtern mit den zur Verfügung stehenden hydroakustischen Methoden im Detail nicht auflösbar waren, erfolgten ab Dezember 2000 detaillierte tauchergestützte Untersuchungen. Diese umfassten zum einen die die Entnahmetrichter umgebenden Spillsande, die als potentielles Ausgangsmaterial für die Verfüllung der Entnahmetrichter anzusehen sind, zum anderen wurde das Füllmaterial der Trichter untersucht. Insbesondere wurden im Juni 2001 in zwei ausgewählten Entnahmetrichtern jeweils drei Kurzkerne (TW06/01-K1 bis TW06/01-K6) entnommen.

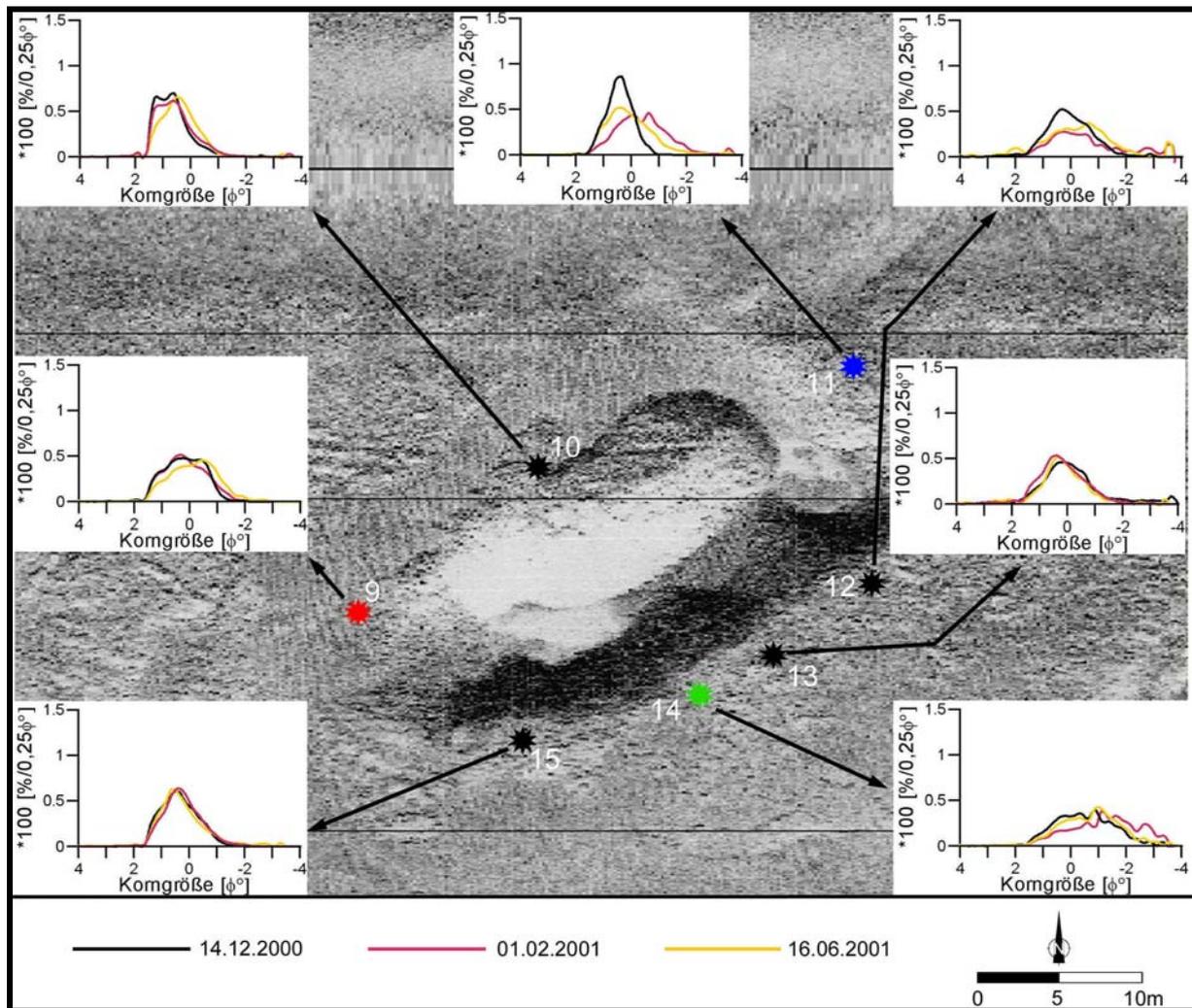


Abbildung 54: Lage der Beprobungsstationen und zeitliche Veränderungen der Korngrößenverteilungen im Bereich des älteren Entnahmetrichters.

4.3.3.1 Älterer Entnahmetrichter

Dieser Entnahmetrichter befindet sich bei $54^{\circ}38'16''$ N und $13^{\circ}25'43''$ E in 12 m Wassertiefe. Er ist 30 m lang und 15 m breit, die Längsachse der Struktur ist NE-SW-orientiert (Abbildung 54). Der Entnahmetrichter befindet sich im Bereich der älteren Entnahmespuren (vgl. Kap. 4.3.1 und Abbildung 42) und ist zwischen Dezember 1998 und August 1999 entstanden, so dass sein Alter zum Zeitpunkt der letzten Messkampagne im Juni 2001 zwischen 22 und 30 Monaten lag.

Spillsande:

Der ältere Entnahmetrichter ist von Grobsanden (gespilltes Material) umgeben. Die Spillsande wurden von Tauchern an sieben Stationen (Station 9 - 15) dreimal zwischen Dezember 2000 und Juni 2001 beprobt (Abbildung 54). Anfang Februar 2001 erfolgte an drei Stationen

die Ausbringung unterschiedlich gefärbter Tracersande: rot an Station 9 im WSW, blau bei Station 11 im NE und grün bei Station 14 im SE. Am Boden des Entnahmetrichters wurde eine Lage aus Tracersanden, die als Leithorizont für nachfolgende Kernentnahmen dienen sollte, flächendeckend ausgestreut.

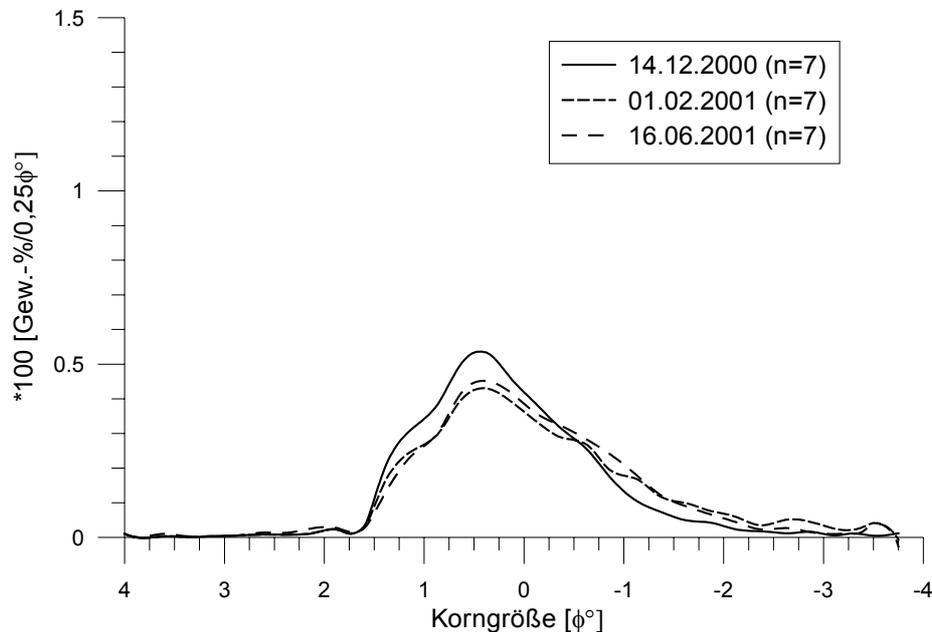


Abbildung 55: Zeitliche Veränderungen der durchschnittlichen Korngrößenverteilung der Spillsande im Bereich des älteren Entnahmetrichters. Erkennbar ist eine Vergrößerung des Sediments.

An den Beprobungsstationen betrug die Mächtigkeit der Spillsande max. 20 cm (Messungen unter Wasser durch wissenschaftliche Taucher). In Abbildung 55 sind durchschnittliche Korngrößenverteilungskurven (ermittelt aus allen sieben Stationen) für die drei Beprobungszeitpunkte dargestellt. Es zeigt sich eine deutliche Tendenz zur Kornvergrößerung über den 6-monatigen Untersuchungszeitraum. Diese Tendenz ist auch für die einzelnen Stationen erkennbar (Abbildung 54). Auffällig ist weiterhin das fast völlige Fehlen von Fraktionen $> 1,5 \phi^\circ$. Der Karbonatgehalt der Spillsande wurde an den Proben vom Juni 2001 gemessen und beträgt durchschnittlich $16,2 \pm 4,2$ Gew.-% (Tabelle 8).

Tabelle 8: Durchschnittliche Karbonatgehalte in den gespillten Sanden und den natürlichen Oberflächensedimenten (siltige Feinsande) der Tromper Wiek

	gespillter Sand älterer Trichter	gespillter Sand jüngerer Trichter	natürliche Ober- flächensedimente
Probenzahl n	7	6	7
Mittelwert μ	16,2 Gew.-%	14,6 Gew.-%	1,4 Gew.-%
Standardabweichung σ	4,2 Gew.-%	3,9 Gew.-%	0,2 Gew.-%

Füllmaterial:

Kern TW06/01-K1 (Abbildung 56) wurde im WSW des Entnahmetrichters in der Nähe von Station 9 entnommen, der Kerngewinn betrug 59 cm. Von 50 - 59 cm treten sowohl feinkörnige (toniger Silt) als auch grobkörnige (feinkiesiger Grobsand) Sedimente in vermutlich gestörten Lagerungsverhältnissen auf. Von 32 - 50 cm wird der Kern fast ausschließlich von ganzen Muschelschalen (*Mytilus sp.*) aufgebaut. Von 0 - 32 cm Tiefe besteht der Kern überwiegend aus Grobsanden bis Feinkiesen. Die Korngrößenverteilungskurven zeigen eine ausgeprägte Polymodalität und ein breites Kornspektrum („geringe Sortierung“). Der Feinsandanteil nimmt zum Hangenden hin kontinuierlich ab. Auffällig ist das ausgeprägte Vorkommen von zerriebenen Muschelschalen, die sich fein verteilt im Sediment finden. Dementsprechend sind die Karbonatgehalte mit ca. 18 Gew.-% relativ hoch. Bei 24 cm ist ein Schillhorizont von ca. 1 cm Mächtigkeit eingeschaltet.

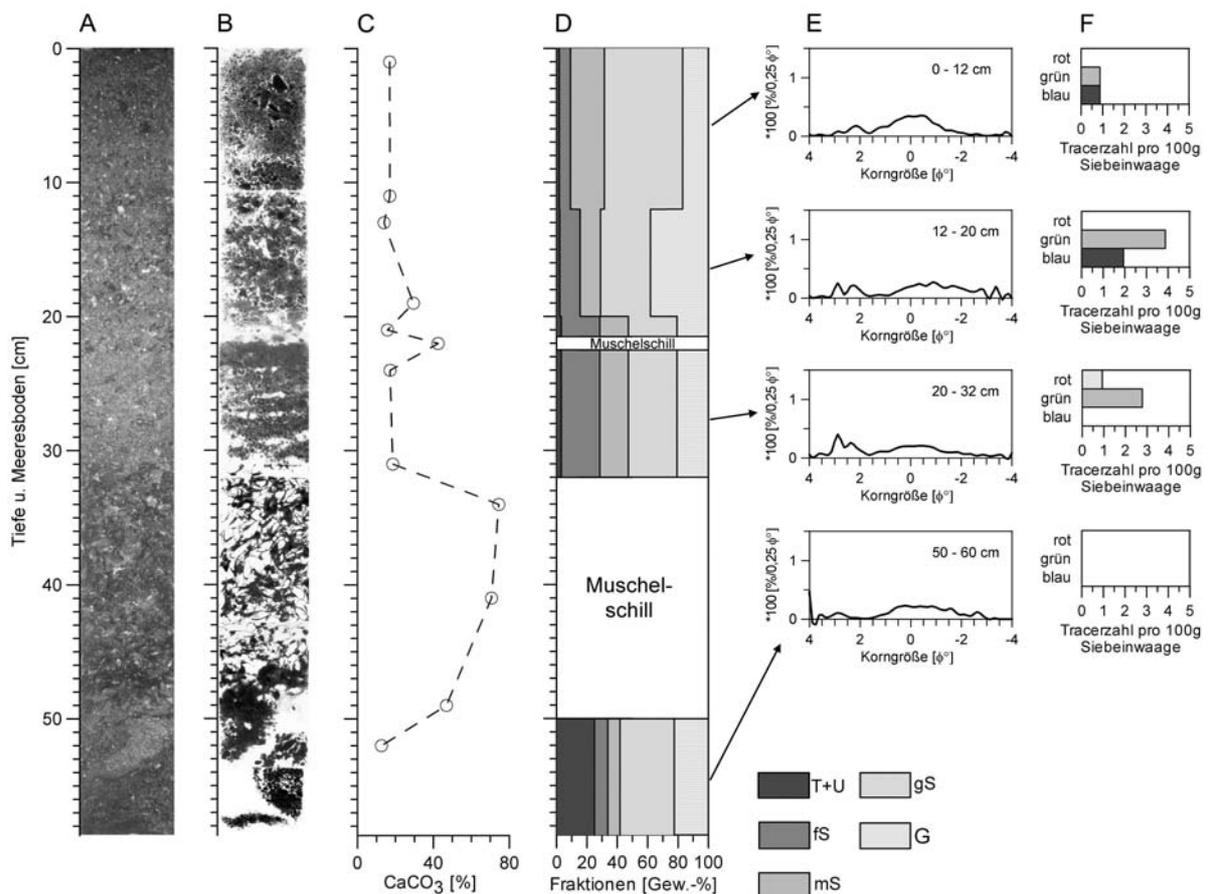


Abbildung 56: Kern TW06/01-K1: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.

Auf den Spillsandflächen ausgebrachte Tracersande wurden im Sediment von Kern TW06/01-K1 in geringer Zahl bis in 32 cm Tiefe angetroffen. Im unteren Kernabschnitt (50 - 59 cm) wurden keine Tracer nachgewiesen. Aufgrund der sehr geringen Tracerzahlen sind eindeutige Transportrichtungen für die einzelnen Schichten nicht rekonstruierbar. Obwohl der Kern in der Nähe der Station 9, wo rote Tracer auf der Spillsandfläche ausgebracht wurden, entnommen wurde, fehlen diese Tracer im Kernsediment fast völlig. Dies deutet darauf hin, dass Transportprozesse aus westlichen Richtungen im Untersuchungszeitraum von sehr untergeordneter Bedeutung sind. Die Ursache für diesen Sachverhalt liegt offensichtlich in der Exposition der Tromper Wiek.

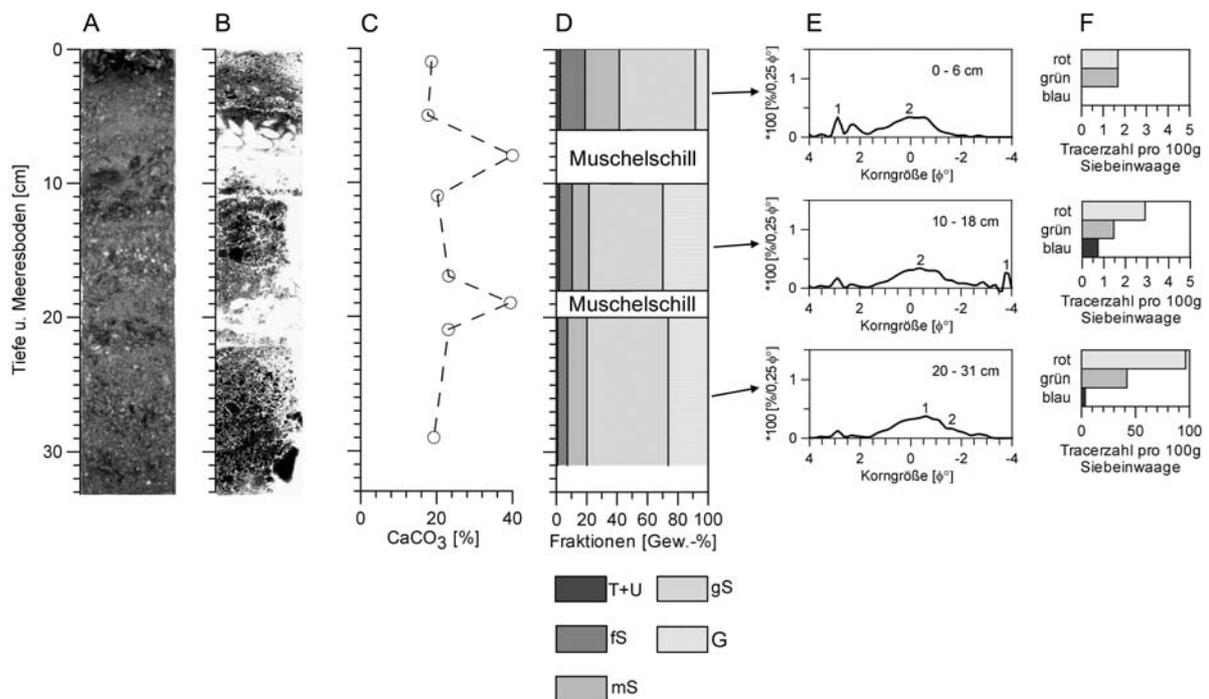


Abbildung 57: Kern TW06/01-K3: A - Photographie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.

Kern TW06/01-K2 und TW06/01-K3 wurden im NE der Entnahmetrichterstruktur entnommen. Da TW06/01-K2 den selben sedimentologischen Aufbau wie TW06/01-K3 zeigt, jedoch deutlich kürzer ist, wird im Folgenden nur Letzterer beschrieben.

TW06/01-K3 (Abbildung 57) ist 33 cm lang. Über die gesamte Länge wird er im Wesentlichen von Grobsanden mit Beimengungen von Feinkies, Mittelsand und Feinsand aufgebaut. Die Korngrößenverteilungen weisen ein weites Spektrum und eine starke Polymodalität auf. Insgesamt lässt sich eine leichte Tendenz der Kornverfeinerung zum Hangenden feststellen. Die Karbonatgehalte sind mit ca. 20 Gew.-% relativ hoch und auf fein

verteilte, zerriebene Muschelschalen zurückzuführen. Von 6 - 10 cm und von 18 - 20 cm sind Horizonte mit starken Anreicherungen von ganzen Muschelschalen von *Mytilus sp.* im Kern sichtbar. An seiner Oberfläche wurden lebende *Mytilus sp.* gefunden.

Auf den Spillsandflächen ausgebrachte Tracersande wurden über die ganze Kernlänge bis 31 cm angetroffen. Im oberen Abschnitt bis 18 cm sind die Kornzahlen pro 100 g Siebeinwaage sehr gering. Im unteren Kernabschnitt von 20 - 33 cm lassen sich dagegen relativ hohe Kornzahlen von grünen und vor allem roten Tracern nachweisen. Dies deutet auf südliche Transportrichtungen hin.

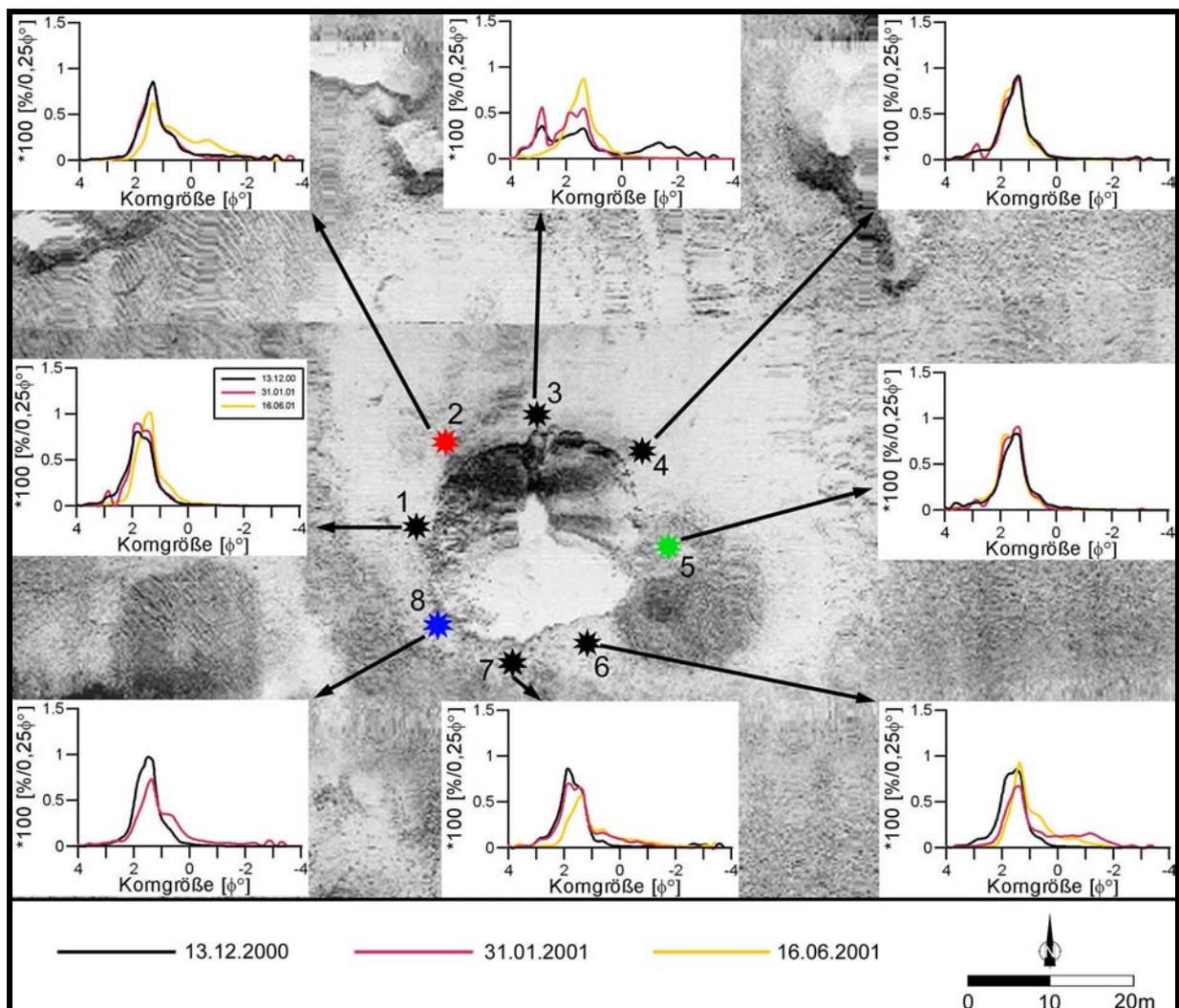


Abbildung 58: Lage der Beprobungsstationen und zeitliche Veränderungen der Korngrößenverteilungen im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters.

4.3.3.2 Jüngerer Entnahmetrichter

Der Entnahmetrichter liegt bei $54^{\circ}37'45''$ N und $13^{\circ}25'13''$ E in 12 m Wassertiefe. Er hat einen Durchmesser von 25 m und befindet sich im Bereich der jüngeren Entnahmespuren (vgl. Kap. 4.3.1 und Abbildung 58). Entstanden ist diese Struktur zwischen August und Dezember 1999, so dass ihr Alter am Ende des Messzeitraums im Juni 2001 18 bis 22 Monate betrug.

Spillsande:

Der Entnahmetrichter ist von Mittel- bis Feinsanden (gespilltes Material) umgeben. Die Spillsande wurden an acht Stationen (Station 1 - 8) dreimal zwischen Dezember 2000 und Juni 2001 beprobt (Abbildung 58). Ende Januar 2001 wurden an drei Stationen unterschiedlich gefärbte Tracersande ausgebracht: rot an Station 2 im NW, grün bei Station 5 im E und blau bei Station 8 im SW. Am Boden des Entnahmetrichters wurde eine Schicht aus Tracersanden, die als Leithorizont für nachfolgende Kernentnahmen dienen sollte, ausgebracht.

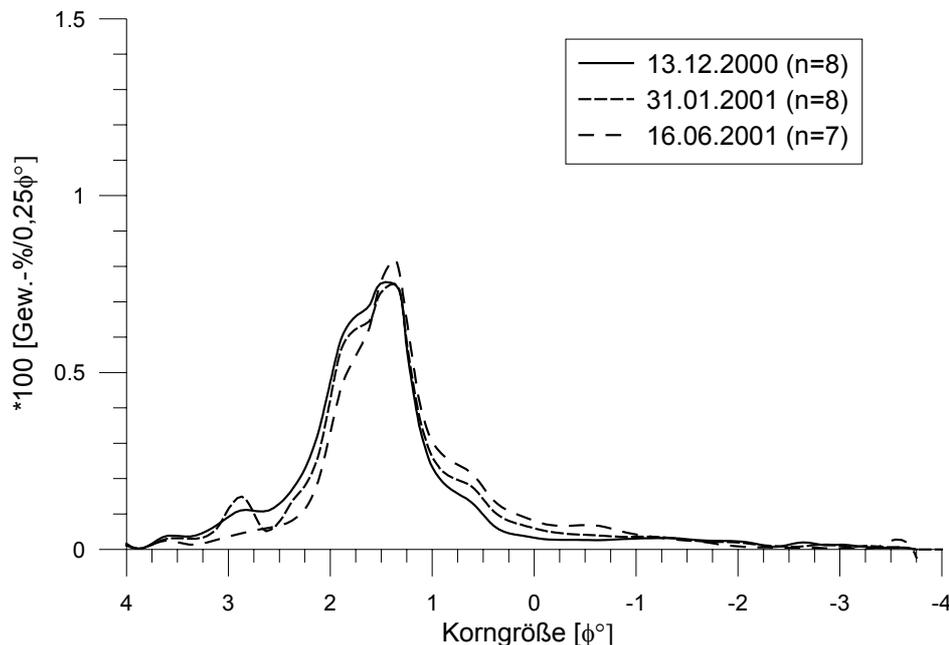


Abbildung 59: Zeitliche Veränderungen der durchschnittlichen Korngrößenverteilung der Spillsande im Bereich des jüngeren Entnahmetrichters. Erkennbar ist eine vergrößerung des Sediments.

An den Beprobungsstationen betrug die Mächtigkeit der Spillsande max. 22 cm. In Abbildung 59 sind durchschnittliche Korngrößenverteilungskurven (ermittelt aus allen acht Stationen) für die unterschiedlichen Beprobungszeitpunkte dargestellt. Eine deutliche Tendenz zur Kornvergrößerung über den 6-monatigen Untersuchungszeitraum ist erkennbar.

Während der Anteil der Korngrößen $> 1,5 \phi^\circ$ abnimmt, steigen die Anteile der Korngrößen von $1,25 \phi^\circ$ bis $-1 \phi^\circ$ an. Für die einzelnen Stationen zeigt sich derselbe Trend mit Ausnahme der Stationen 4 und 5 (Abbildung 58). Diese beiden nordöstlich bzw. östlich der Entnahmetrichterstruktur gelegenen Stationen zeigen keine signifikanten Veränderungen. Die durchschnittlichen Karbonatgehalte, gemessen an den Proben vom Juni 2001, betragen $14,6 \pm 3,9$ Gew.-% (Tabelle 8).

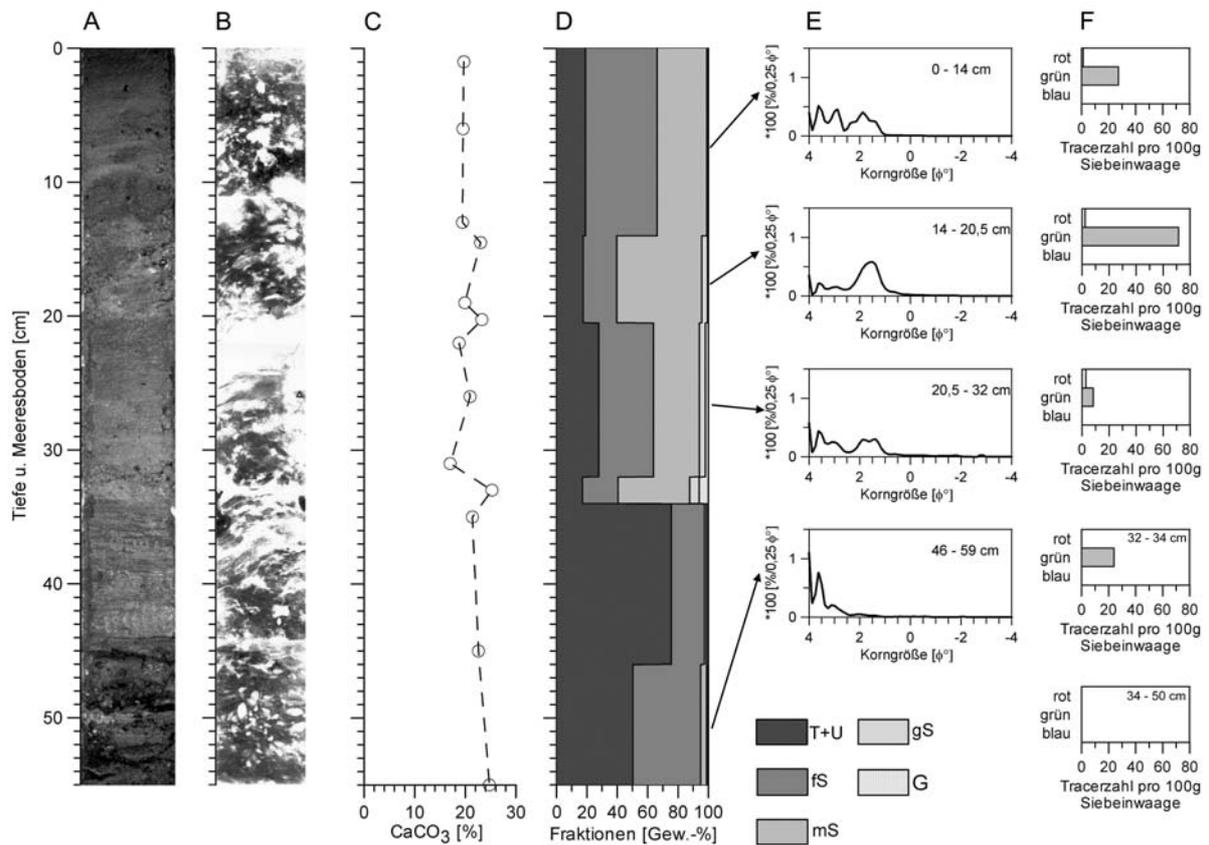


Abbildung 60: Kern TW06/01-K4: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.

Kern TW06/01-K4 (Abbildung 60) wurde am Entnahmetrichterboden im E in der Nähe von Station 5 entnommen. Von 34 - 55 cm wird der Kern von feinsandigen und tonigen Silten aufgebaut. Im unteren Abschnitt sind Schalen von juvenilen *Mytilus sp.* konzentriert. Die Karbonatgehalte liegen zwischen 20 und 25 Gew.-% und nehmen zum Hangenden ab. Im oberen Abschnitt (0 - 34 cm) weist der Kern alternierend Feinsande mit Beimengungen von Mittelsand, Silt und Ton (0 - 14 cm, 20,5 - 32 cm) sowie Mittelsande mit Beimengungen von Feinsand, Silt und Ton (15 - 20 cm, 32 - 34 cm) auf. Die Korngrößenverteilungen zeigen eine

deutliche Polymodalität und ein fast völliges Fehlen von Fraktionen $< 1 \phi^{\circ}$. Der 1. Modus trägt bei den feinsandigen Lagen $3,6 \phi^{\circ}$. Die Karbonatgehalte liegen in den oberen 34 cm bei ca. 19 Gew.-% und sind auf fein verteilte, zerriebene Muschelschalen zurückzuführen. Höhere Karbonatgehalte werden in drei Schichten mit Anreicherungen von Schill bei 14 - 15 cm, 20 - 20,5 cm und 32 - 34 cm gemessen.

Tracersande lassen sich von 0 - 32 cm nachweisen. Es dominieren grüne Tracer mit Werten bis zu 71,5 Körnern pro 100 g Siebeinwaage (14 - 20,5 cm). Dies deutet auf einen dominanten Transport aus östlichen Richtungen hin. Daneben treten rote Tracer in geringen Mengen auf. Blaue Tracer fehlen völlig. Im unteren Kernabschnitt von 34 - 55 cm konnten keine Tracer nachgewiesen werden.

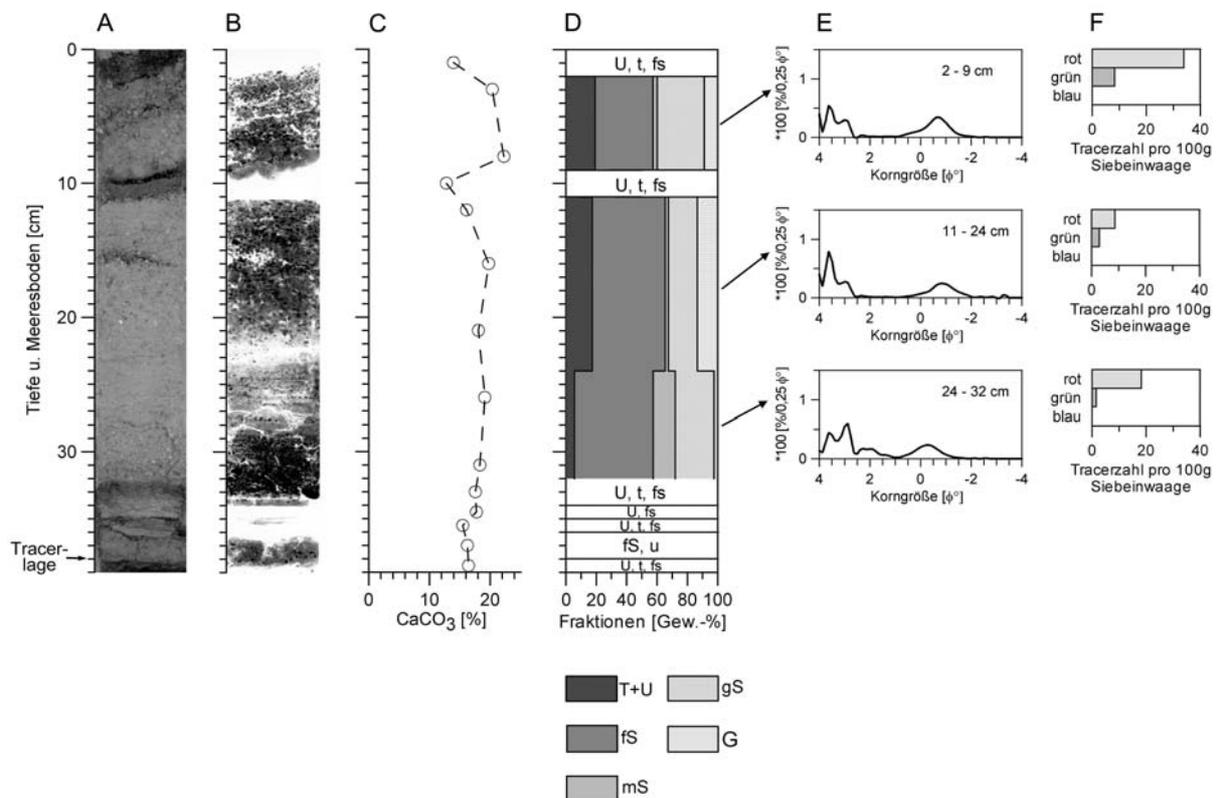


Abbildung 61: Kern TW06/01-K5: A - Fotografie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.

Kern TW06/01-K5 (Abbildung 61) hat eine Länge von 39 cm. Von 32 - 39 cm tritt eine Wechsellagerung von cm-starken Silt- und Feinsandlagen auf. Der anschließende Abschnitt von 11 - 32 cm zeigt Grobsand-Feinkies-Klasten in einer Matrix aus Feinsand mit Silt-Ton-Beimengungen. Mittelsande fehlen fast völlig. Zwischen 22 und 29 cm nimmt dabei der Anteil der Matrix zu und die Klasten sind in dünnen Laminae angeordnet. Zwischen 9 und

11 cm wird der Kern von feinsandigen und tonigen Silten aufgebaut. Von 2 - 9 cm treten ebenfalls Grobsande-Feinkiese in einer Feinsand-Matrix auf. Die obersten 2 cm werden von feinsandigen und tonigen Silten aufgebaut. Die Karbonatgehalte der sandigen Lagen liegen bei ca. 19 Gew.-%, die der siltigen Lagen bei ca. 13 - 18 Gew.-%.

Tracer lassen sich in den sandigen Kernabschnitten (2 - 9 cm, 11 - 32 cm) nachweisen, wobei rote Tracer dominieren. Dies zeigt eine Transportrichtung aus NW an. Daneben treten untergeordnet grüne Tracer auf. Die siltigen Lagen sind frei von Tracern. Bei 38 cm konnte die im Januar 2001 am Grund des Entnahmetrichters ausgebrachte Tracerlage nachgewiesen werden.

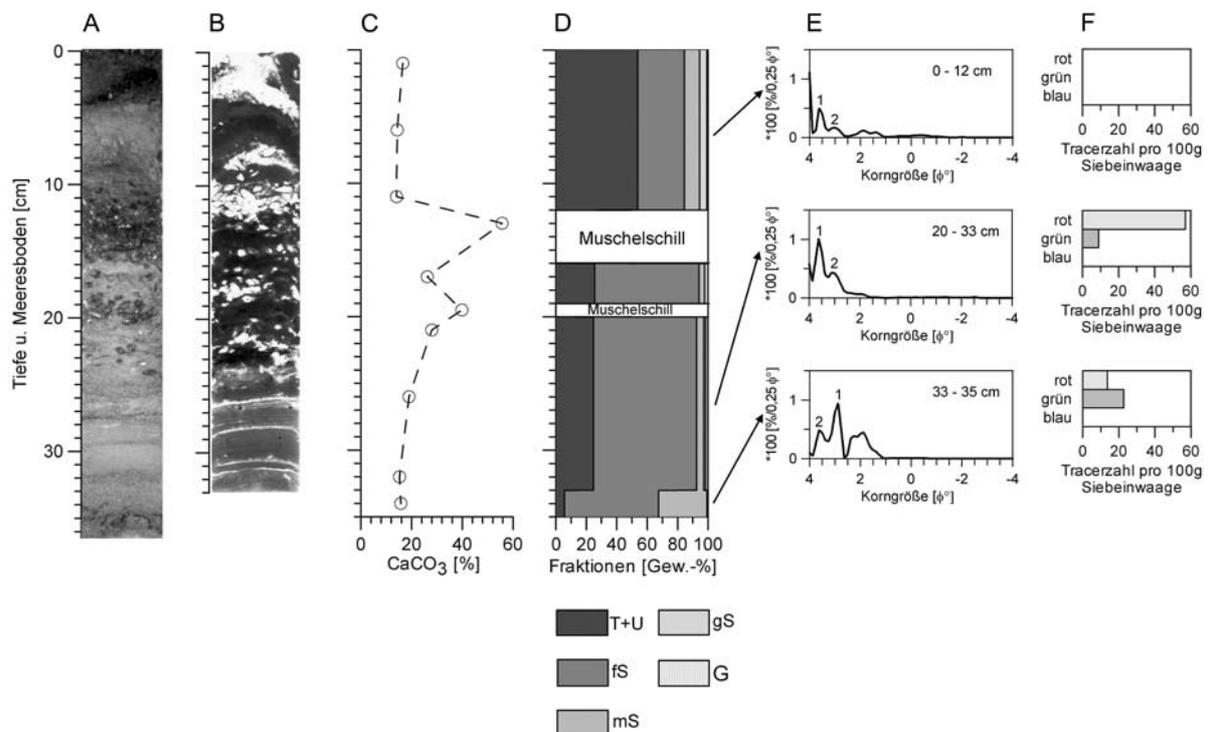


Abbildung 62: Kern TW06/01-K6: A - Photographie, B - Röntgenaufnahme, C - Karbonatgehalte, D - Korngrößenfraktionen, E - Korngrößenverteilungen, F - Tracerzahlen.

TW06/01-K6 (Abbildung 62) hat eine Länge von 35 cm. Im Liegenden besteht der Kern von 33 - 35 cm aus mittelsandigen Feinsanden. Von 16 - 33 cm wird der Kern aus siltig-tonigen Feinsanden gebildet. Im unteren Abschnitt sind siltige Laminae in mm-Stärke erkennbar. Im oberen Bereich treten vermehrt *Mytilus*-Schalen auf; zwischen 19 und 20 cm ganze Muschelschalen von *Mytilus sp.*. Darüber lagern von 12 - 16 cm ebenfalls ganze Muschelschalen. Von 0 - 12 cm wird der Kern aus Silten mit sandigen und tonigen

Beimengungen aufgebaut. Die Karbonatgehalte der siltigen Sedimente (0 - 12 cm) liegen bei ca. 15 Gew.-%, die der Sandlagen bei ca. 20 Gew.-%.

Tracer konnten nur im unteren Kernabschnitt von 20 - 35 cm nachgewiesen werden. Zwischen 20 und 33 cm Sedimenttiefe dominieren rote Tracer, was auf einen dominanten südwärts gerichteten Transport schließen lässt. Im Liegenden überwiegt dagegen der Anteil grüner Tracer über den der roten Tracer. Der Transport erfolgte aus nördlichen bis östlichen Richtungen.

Die Kerne VC2047 und VC 2060 wurden vom BSH mit einem 6 m-Vibrocorer gezogen. Kern **VC2047** (Abbildung 63) wurde im März 2000 im Zentrum des jüngeren Entnahmehochs entnommen. Im Liegenden steht von 270 - 575 cm Till an. Darüber lagert von 144 - 270 cm ein Sedimentpaket, das vom Liegenden ins Hangende eine Kornverfeinerung aufweist. Von 91 - 144 cm bilden Kiese und z.T. Steine in sandiger Matrix das Kernsediment. Darüber lagert ein 69 cm mächtiges Paket aus fein- und grobsandigem Mittelsand (22 - 91 cm). Im Hangenden finden sich von 0 - 22 cm feinsandig-tonige Silte. Die sandigen und kiesigen Lagen weisen fein verteilte, zerriebene Muschelschalen auf.

Im September 2001 erfolgte die Entnahme des Kerns **VC2060** (Abbildung 64). Über Till (364 - 415 cm) im Liegenden lagern karbonathaltige Mittel- bis Grobsande (332 - 364 cm). Gefolgt wird diese Einheit von karbonathaltigen Fein- bis Mittelsanden (265 - 332 cm), in denen im Hangenden vereinzelt Kiese (bis 3 cm Durchmesser) auftreten. Darüber sind karbonathaltige Mittel- bis Grobsande (147 - 265 cm) abgelagert, denen im Hangenden tonige Silte mit einer zwischengeschalteten Schilllage (*Mytilus sp.*) bei 140 - 142 cm folgen (130 - 147 cm). In 112 - 130 cm Tiefe befinden sich Mittelsande mit Kiesen bis 6 cm Durchmesser, die von tonigen Silten (105 - 112 cm) gefolgt werden. Den Abschluss bilden von 0 - 105 cm karbonathaltige, feinsandige Mittelsande, die zum Hangenden in siltige Tone übergehen. In diesem Abschnitt finden sich juvenile Exemplare von *Mytilus sp.*.

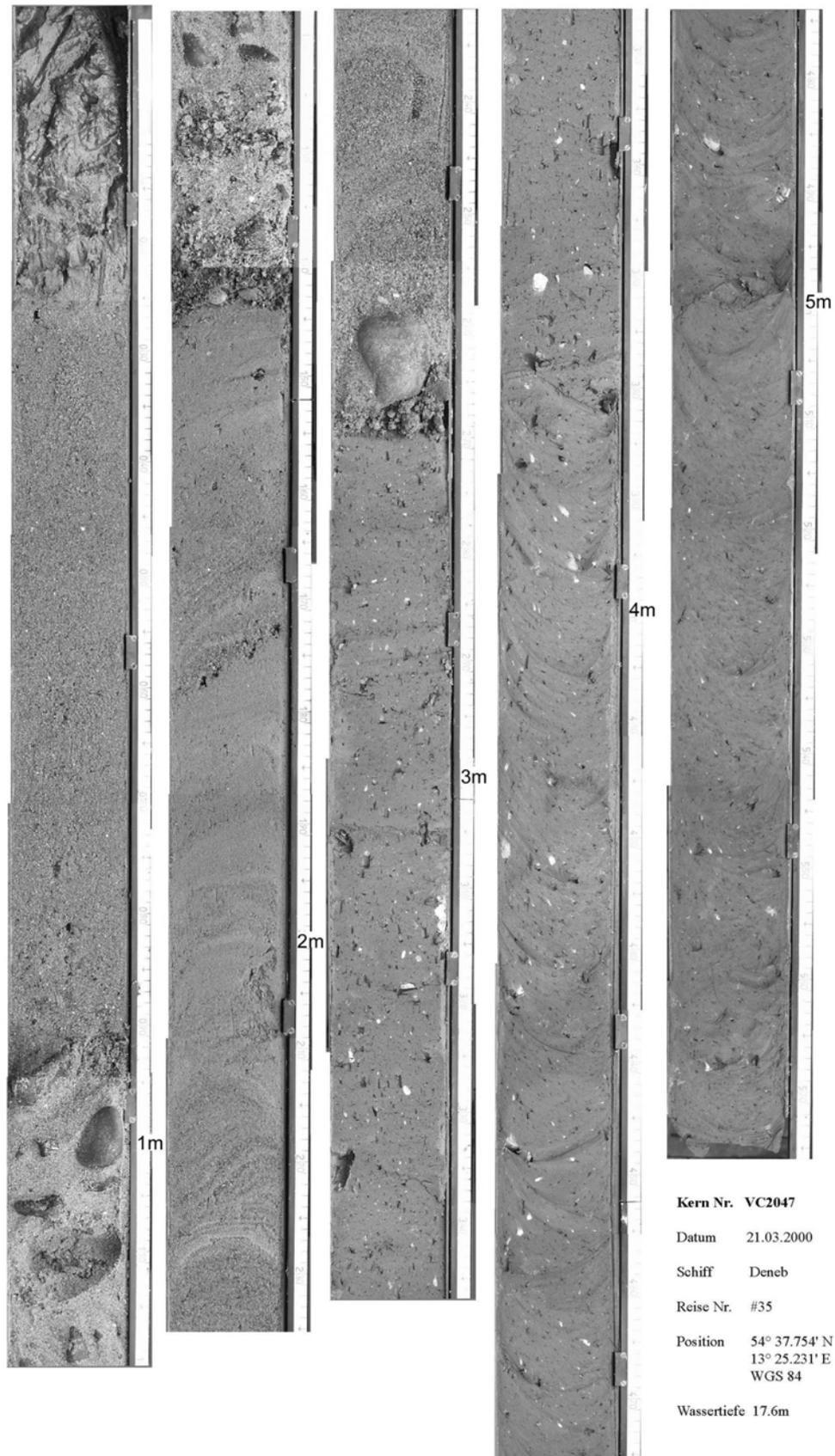


Abbildung 63: Fotografische Aufnahme von Kern VC 2047 (BSH).

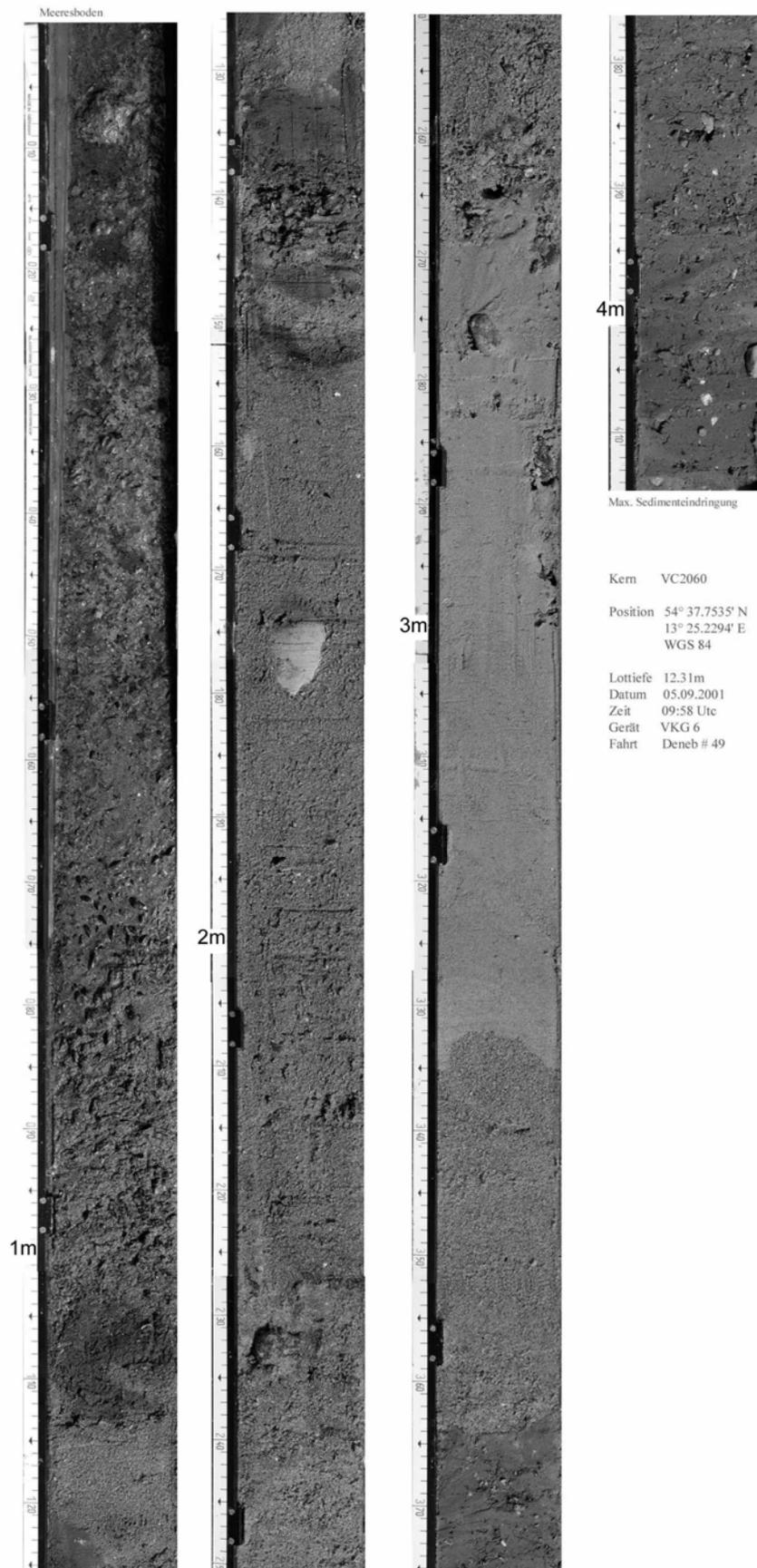


Abbildung 64: Fotografische Aufnahme von Kern VC 2060 (BSH).

5. Ergebnisse - Graal Müritz

5.1 Geologischer Aufbau

Zur Erkundung von Morphologie und Sedimentbedeckung wurde das Untersuchungsgebiet Graal-Müritz mit Echolot und Seitensichtsonar kartiert. Dazu wurde ein Profilraster mit 30 küstenparallelen und drei küstennormalen Profilen festgelegt (Abbildung 65). Die Kalibrierung der Sonardaten (groundtruthing) erfolgte anhand von 31 Backengreiferproben. Ergebnisse zur Stratigraphie und zur Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande finden sich bei HUSEIN (2001), vgl. Kap. 2.3.1.

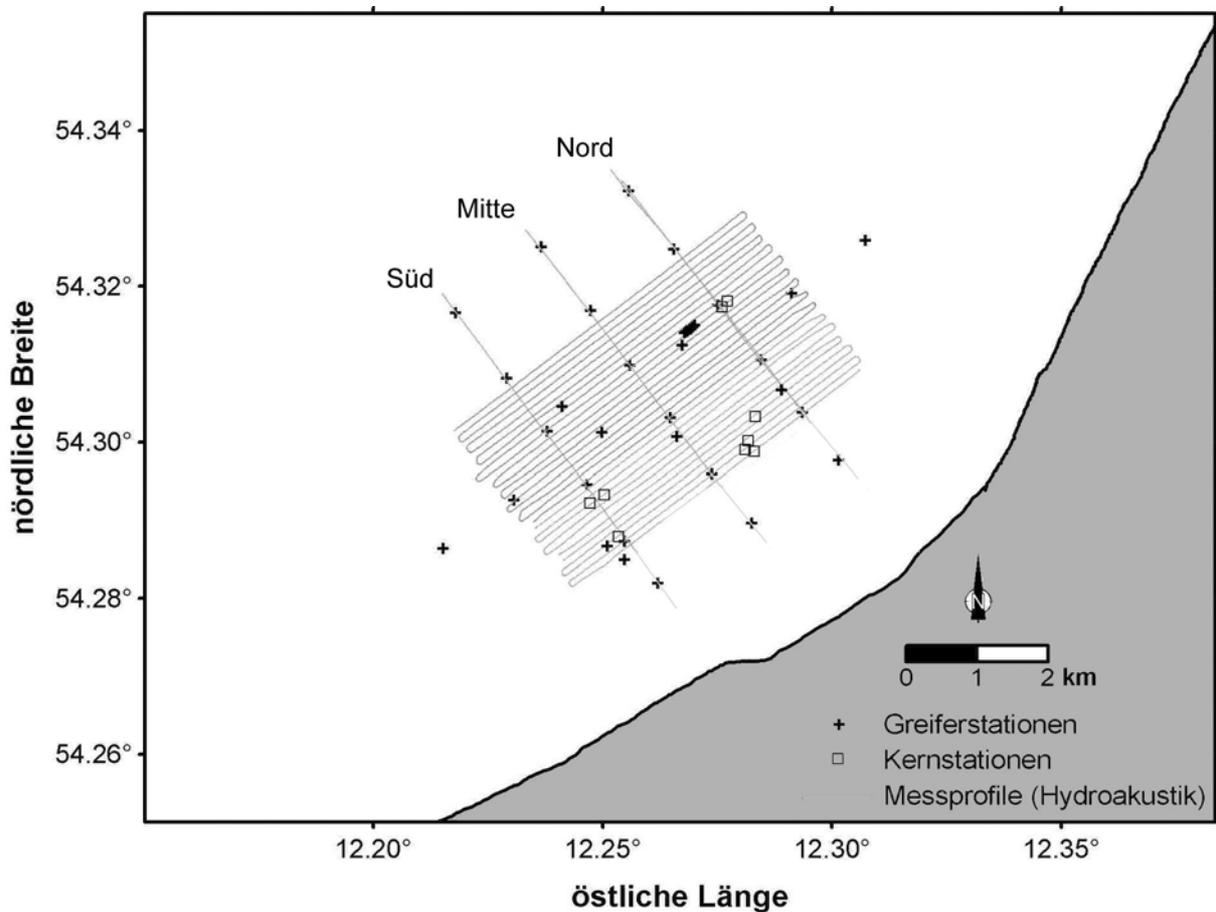


Abbildung 65: Übersicht von hydroakustischen Messprofilen, Greiferstationen und Kernstationen vor Graal-Müritz.

5.1.1 Morphologie des Vorstrandes

Der Meeresboden fällt vor Graal-Müritz bis etwa -7 mNN mit einem Gefälle von ca. 1:150 relativ steil ab, jedoch deutlich geringer als in der Tromper Wiek (Abbildung 66). Zwischen

ca. -7 und -9 mNN ist das Gefälle sehr niedrig (ca. 1:2.300). Hier ist zwischen ca. 1.500 und 4.000 m Uferentfernung eine Abrasionsplatte ausgebildet. Im seewärts anschließenden Gebiet nimmt das Gefälle mit ca. 1:500 wieder deutlich zu.

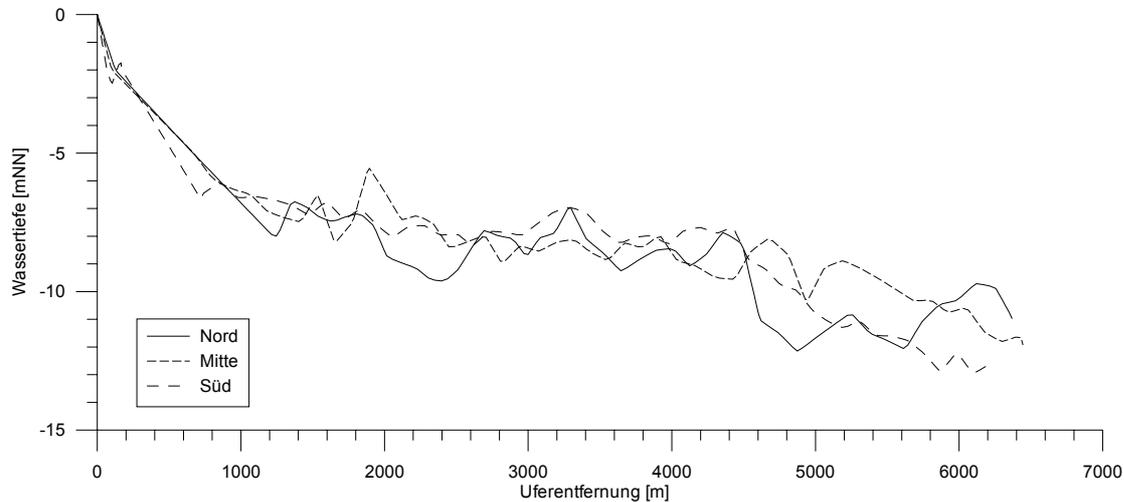


Abbildung 66: Küstennormale bathymetrische Profile vor Graal-Müritz. Die Lage der Profile ist aus Abbildung 65 ersichtlich.

Das Untersuchungsgebiet Graal-Müritz 1 liegt zwischen 2.500 und 5.500 m Uferentfernung in Wassertiefen zwischen -7 und -12 mNN (Abbildung 67). Es weist eine unregelmäßige Topographie mit Erhebungen und Senken auf. Im Norden der ausgewiesenen Lagerstätte fällt der Meeresboden von -9 auf -11,5 mNN entlang eines E-W streichenden Hanges relativ steil ab und erreicht hier sein tiefstes Niveau innerhalb des Untersuchungsgebietes. Entlang der südwestlichen Begrenzung der Lagerstätte ist eine rinnenartige, küstennormal verlaufende Struktur auszumachen. An ihrer tiefsten Stelle beträgt die Wassertiefe ca. -9 mNN, während der umgebende Meeresboden Wassertiefen zwischen -7 und -7,5 mNN aufweist.

5.1.2 Sedimente des Vorstrandes

Die Sedimentverteilungsmuster anhand der sonographischen Daten und Backengreiferproben sind in Abbildung 68 dargestellt. Der Meeresboden im Untersuchungsgebiet ist überwiegend mit Mittel- bis Feinsanden bedeckt. Größere, zusammenhängende Flächen von Restsedimenten (Grobsand, Kies und Steine) finden sich vorwiegend im Südteil. In diesem Bereich ist die Sanddecke relativ dünn. Zum Teil sind die Flächen mit einem dünnen Sandschleier bedeckt. Sowohl der Steilhang im N (1 in Abbildung 68) als auch die Rinnenstruktur im SW (2 in Abbildung 68) lassen sich als lineare Streifen von größerem Material in den Sonographien wieder finden.

Am auffälligsten sind jedoch in etwa N-S orientierte, geschwungene Streifen größeren Materials, die eine weite Verbreitung im Untersuchungsgebiet haben (Abbildung 68). Hierbei handelt es sich um die Täler von Riesenrippeln (Klassifikation nach REINECK et al., 1971). Die Rippelkörper selbst bestehen oberflächlich aus Mittel- bis Feinsand. Im Bereich der Rippeltäler streicht gröberes (Rest)sediment aus, wo die Mächtigkeit der Sanddecke gegen 0 m tendiert.

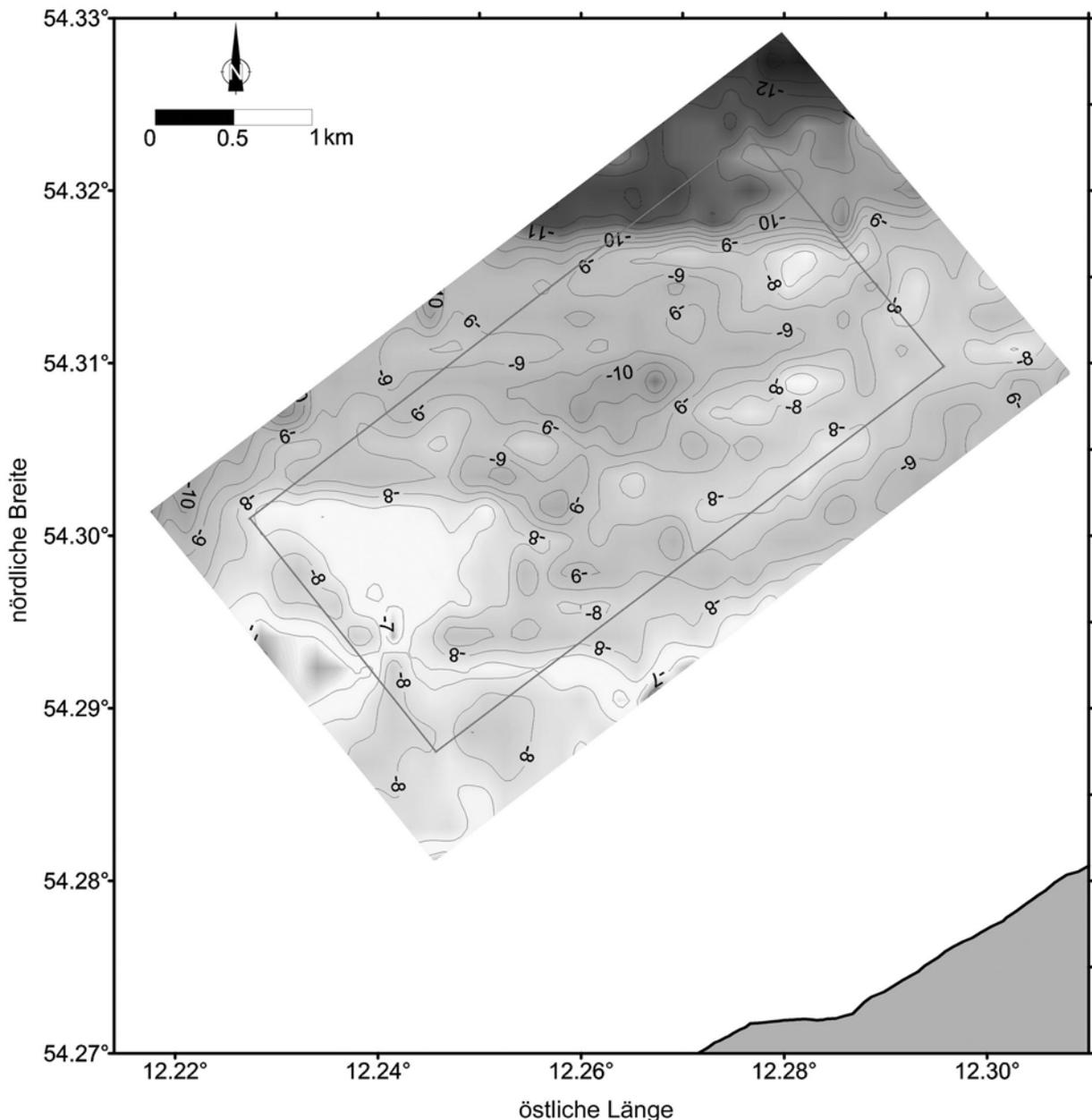


Abbildung 67: Bathymetrische Verhältnisse vor Graal-Müritz.

Die Riesenrippeln weisen Höhen bis ca. 2,7 m und Kammabstände bis ca. 180 m auf. Sie sind überwiegend asymmetrisch im Querschnitt („fluvialer, asymmetrisch-konvexer Typ“)

nach ALLEN, 1982), wobei die Ausrichtung der Leeseiten zwischen W und E alterniert. Größere Rippeln zeigen jedoch überwiegend eine Ausrichtung der Leeseiten nach E und Rippeln höher 1 m sind fast ausschließlich nach E ausgerichtet. Meist weisen die Riesenrippeln eine konvexe Luvseite und abgerundete Kämme auf.

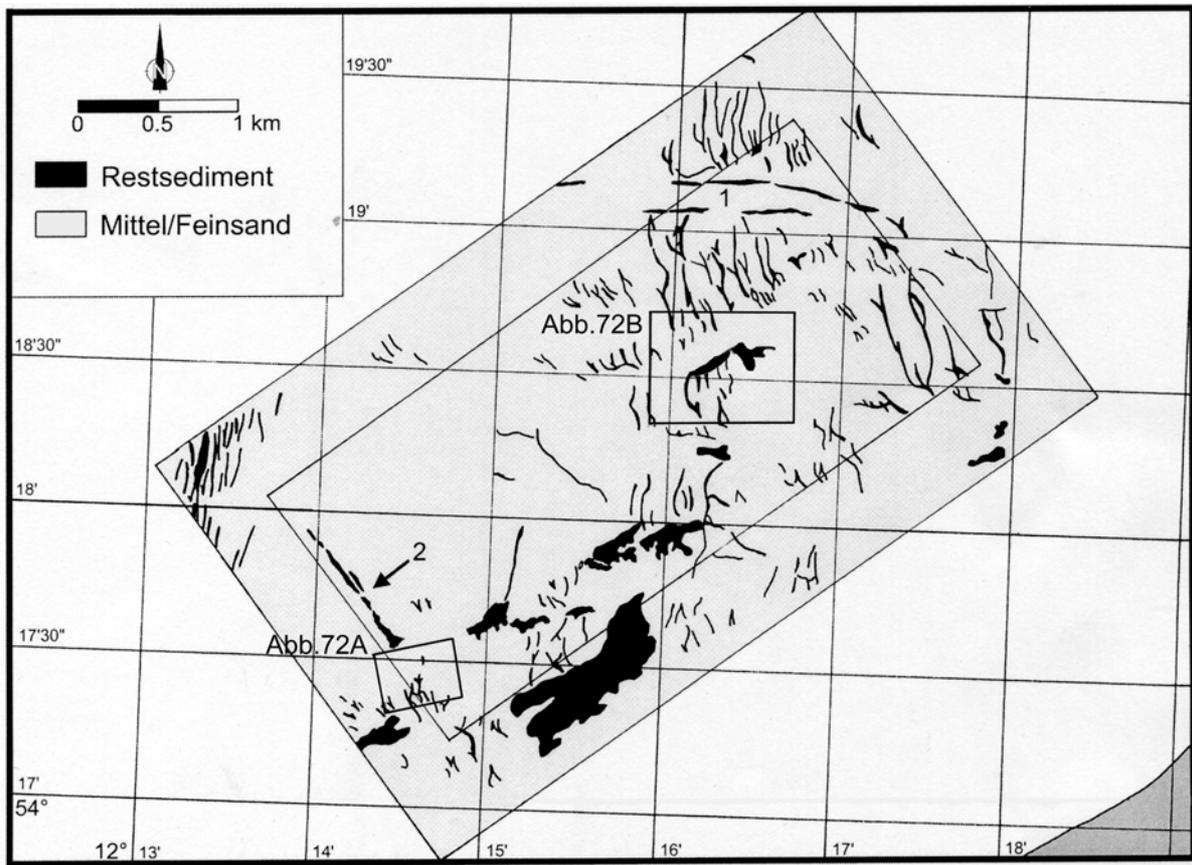


Abbildung 68: Sedimentverteilungsmuster vor Graal-Müritz. In etwa N-S-verlaufende Riesenrippeln machen sich durch das Ausstreichen groben Sediments in den Rippeltälern in der Sonographie bemerkbar. 1 - Unterwasserhang, 2 - Küstennormale Rinne.

5.2 Rezente Sedimentdynamik

5.2.1 Hydrodynamik

Während des Untersuchungszeitraumes zogen vier außergewöhnliche Orkan- bzw. Sturmtiefs durch das Untersuchungsgebiet. Die Charakteristiken dieser Ereignisse sind in der Tabelle 9 aufgeführt. Die Winde erreichten in Böen Sturm- und z.T. Orkanstärke aus vorwiegend westlichen Richtungen. Die Auswirkungen des Sturmtiefs Ginger auf Seegang und Strömungen im Untersuchungsgebiet konnten im Rahmen einer Messkampagne des BSH gemessen werden (Kap. 5.3.2).

Tabelle 9: Charakteristik von Starkwindereignissen während des Untersuchungszeitraumes (vorwiegend nach Daten des Klimainformationssystems „KLIS“⁷ des Deutschen Wetterdienstes.

Name	Datum	Windrichtung	Windgeschwindigkeit
Orkantief Anatol	03. - 04.12.1999	SW - W, später NW	Böen bis 155 km/h (12 Bft.)
Orkantief Kerstin	29.01.2000	W - WNW	Böen bis 140 km/h (12 Bft.)
Sturmtief Liane	30.01.2000	NW	Böen bis 120 km/h (12 Bft.)
Sturmtief Ginger	29.05.2000	W	Böen bis 80 km/h (9 Bft.)

Seegangs- und Strömungsmessungen liegen für die Position GM1 (Abbildung 69) im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 20.03. bis 03.06.2000 (Strömungen) bzw. 05.06.2000 (Seegang) vor. Die signifikanten Wellenhöhen (Abbildung 70A) lagen während ca. 68 % des untersuchten Zeitraumes unter 0,2 m. Wellen mit H_s über 1 m traten nur zu 1,3 % auf. Die durchschnittliche signifikante Wellenhöhe betrug $0,21 \pm 0,21$ m und die maximale signifikante Wellenhöhe lag bei 1,3 m.

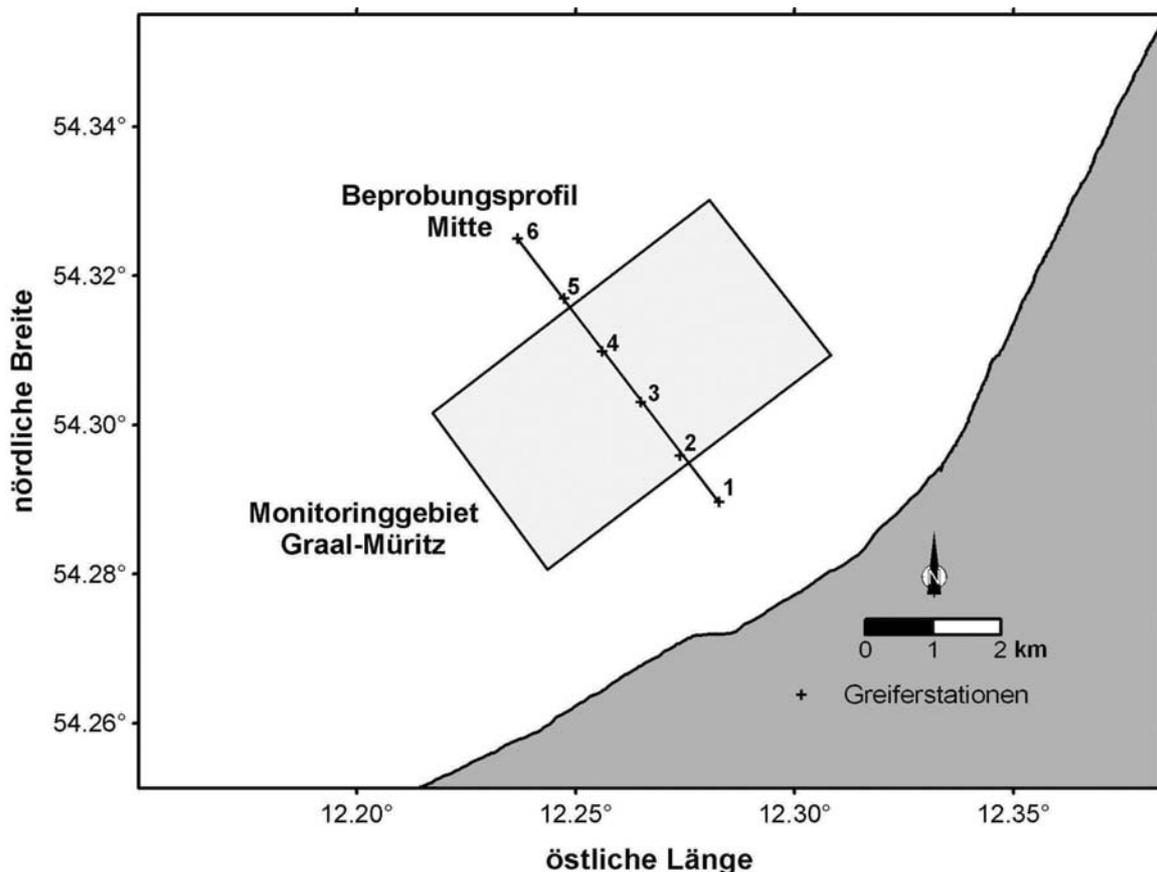


Abbildung 69: Lage des Beprobungsprofils Mitte (mit Stationsnummern) und des Monitoringgebietes vor Graal-Müritz.

⁷ <http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/spezial/sturm/index.htm>

Die Nulldurchgangsperioden (Abbildung 70B) lagen mit ca. 21 % am häufigsten zwischen 3,6 und 3,8 s. Die mittlere Nulldurchgangsperiode betrug $4,01 \pm 0,53$ s, während der Maximalwert bei 8,98 s lag. Über die Gleichungen 8 und 9 ergibt sich aus den gemessenen Perioden die mittlere Wellenlänge zu 24,44 m und die maximale Wellenlänge zu 73,91 m.

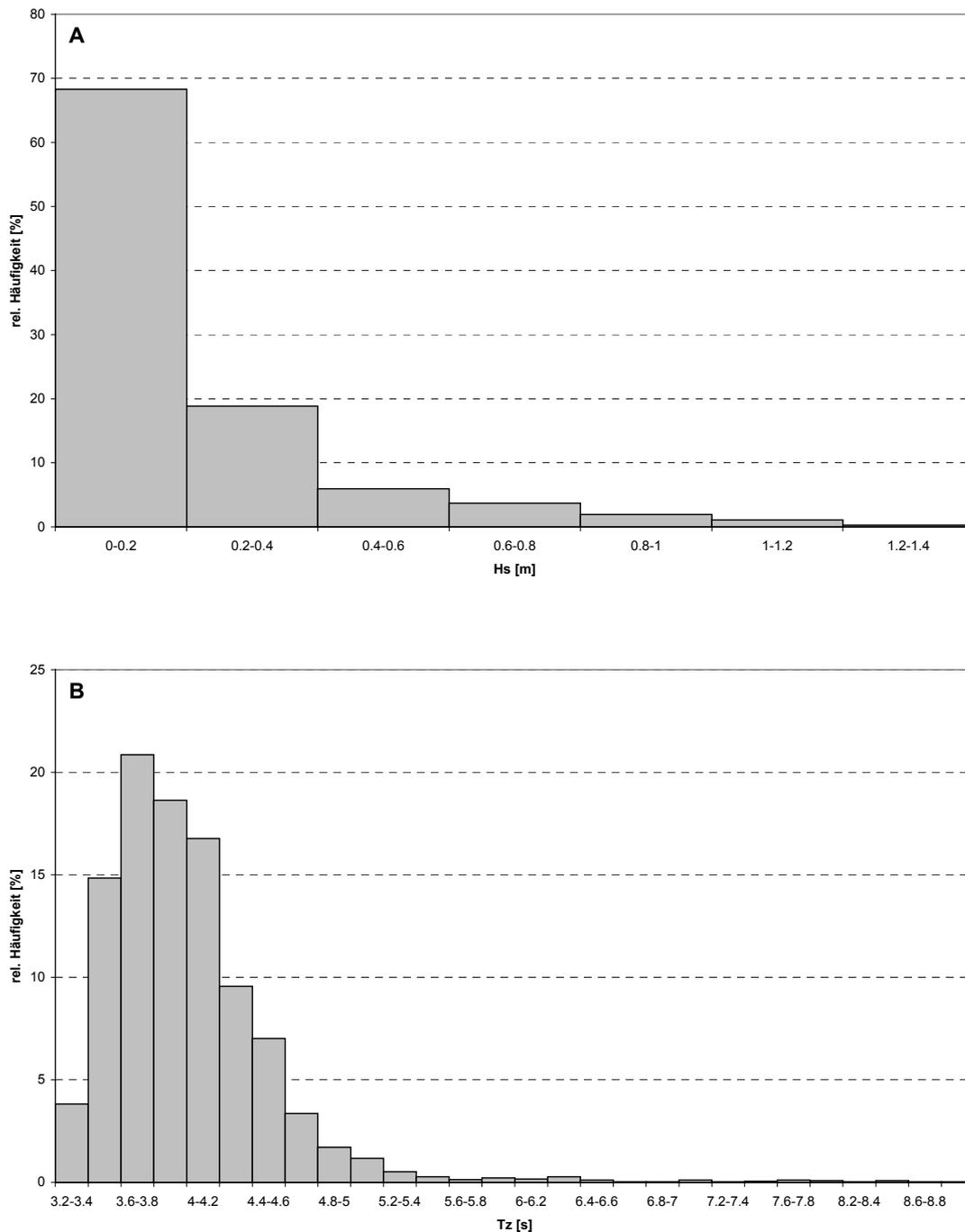


Abbildung 70: Seegangsklima vor Graal-Müritz gemessen an der Station GM1 zwischen dem 20.03.2000 und dem 03.06.2000: A - signifikante Wellenhöhen; B - Nulldurchgangsperioden.

Tabelle 10: Seegangstatistik für die Position GM1 (Wassertiefe: -7,2 mNN) vom 20.03. - 05.06.2000 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001).

	H_s [m]	T_z [s]	L [m] ¹
Mittelwert	0,21	4,01	24,44
Standardabweichung	0,21	0,53	-
Maximum	1,30	8,98	73,91

¹ berechnet aus T_z über Gleichung 8 und 9

Das Ergebnis der statistischen Analysen der Strömungsmessungen ist in Tabelle 11 zusammengefasst (nach KLEIN & MITTELSTAEDT, 2001). Die mittlere Strömungsgeschwindigkeit betrug $7,28 \pm 4,1$ cm/s und die maximale Strömungsgeschwindigkeit lag bei 28,39 cm/s. Die mittlere Strömungsrichtung ergibt sich zu 303° , d.h. sie ist in etwa küstennormal in seewärtige Richtung gerichtet. Der Stabilitätsfaktor von ca. 51 % zeigt jedoch an, dass auch andere Strömungsrichtungen häufiger auftraten, insbesondere ENE, d.h. in etwa küstenparallel (Abbildung 71). Die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten wurden bei ablandigen Strömungsrichtungen erreicht. Auflandige Strömungen sind dagegen relativ selten und von geringer Strömungsgeschwindigkeit.

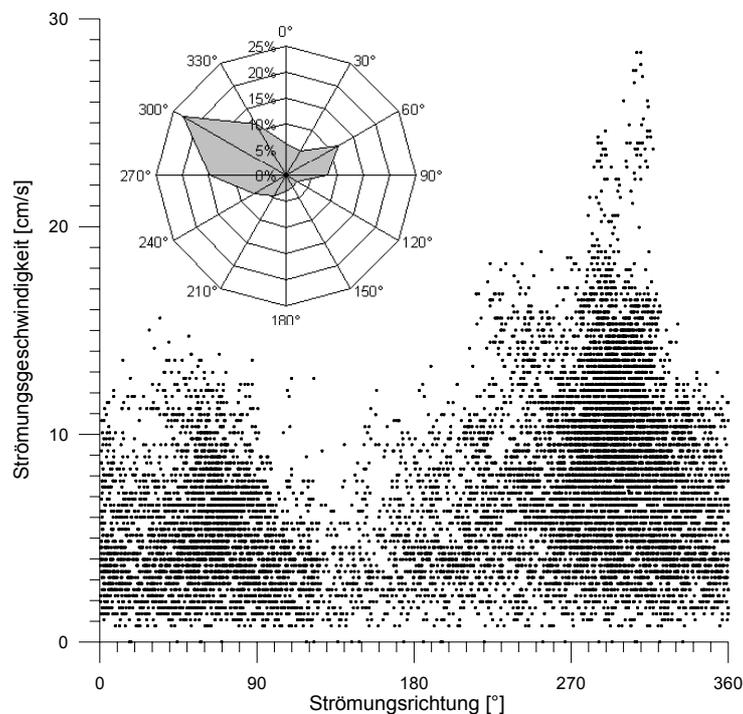


Abbildung 71: Verhältnis zwischen Strömungsrichtung und -geschwindigkeit vor Graal-Müritz. Inset: Häufigkeitsverteilung der Strömungsrichtungen.

Tabelle 11: Strömungsstatistik für die Position GM1 (Wassertiefe: -7,2 mNN) vom 20.03. - 03.06.2000 nach KLEIN & MITTELSTAEDT (2001).

Parameter	GM1
Bodenabstand z [m]	1
Mittlere Geschwindigkeit \bar{v}_s [cm/s]	7,28
Maximale Geschwindigkeit v_{smax} [cm/s]	28,39
Standardabweichung σ [cm/s]	4,10
Stabilitätsfaktor SF [%]	50,68
Mittlere Richtung φ [°]	303

5.2.2 Saisonale Variabilität von Sedimentverteilungsmustern

Für die Untersuchung saisonaler Veränderungen von Sedimentverteilungsmustern wurde das Untersuchungsgebiet Graal-Müritz 1 zwischen August 1999 und Juni 2001 fünfmal in Zeitintervallen von ca. sechs Monaten mit dem Seitensichtsonar vermessen.

Die generellen Sedimentverteilungsmuster im Untersuchungsgebiet - wie sie in Kap. 5.1.2 beschrieben sind - zeigen über den untersuchten Zeitraum von 22 Monaten eine hohe Stabilität. Lage und Ausdehnung von Riesenrippeltälern und Restsedimentflächen bleiben relativ unverändert.

Vergleiche von ausgewählten Bereichen, die zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden, sind in den Sonographien von Abbildung 72 dargestellt. Sie zeigen insgesamt eine geringe zeitliche Veränderung der Sedimentverteilungsmuster, es lassen sich jedoch auch kleinere Unterschiede nachweisen. Abbildung 72A zeigt Riesenrippeln aus Fein- bis Mittelsand, in deren Tälern grobes unterlagerndes (Rest)sediment zu Tage tritt. Die im August 1999 relativ schmalen Grobsedimentstreifen erscheinen in der Sonographie vom Dezember 1999 deutlich breiter. Diese beobachtete Verbreiterung der Riesenrippeltäler ist durch den teilweisen Abtransport der Fein- bis Mittelsande bedingt.

Abbildung 72B zeigt eine NE-SW-orientierte Restsedimentfläche sowie NNW-SSE-verlaufende Riesenrippeltäler (Grobsedimentstreifen). Die zeitlichen Veränderungen zwischen Dezember 2000 und Juni 2001 sind insgesamt gering. Z.T. zeigen einige Details in den Sedimentverteilungsmustern eine hohe Stabilität und bleiben über den Zeitraum von einem halben Jahr praktisch unverändert. Andererseits lassen sich kleinräumige Veränderungen nachweisen: An einigen Stellen ist eine Entfernung der Decke aus rezenten, marinen Sanden erkennbar, so dass gröbere, unterlagernde (Rest)sedimente zu Tage treten.

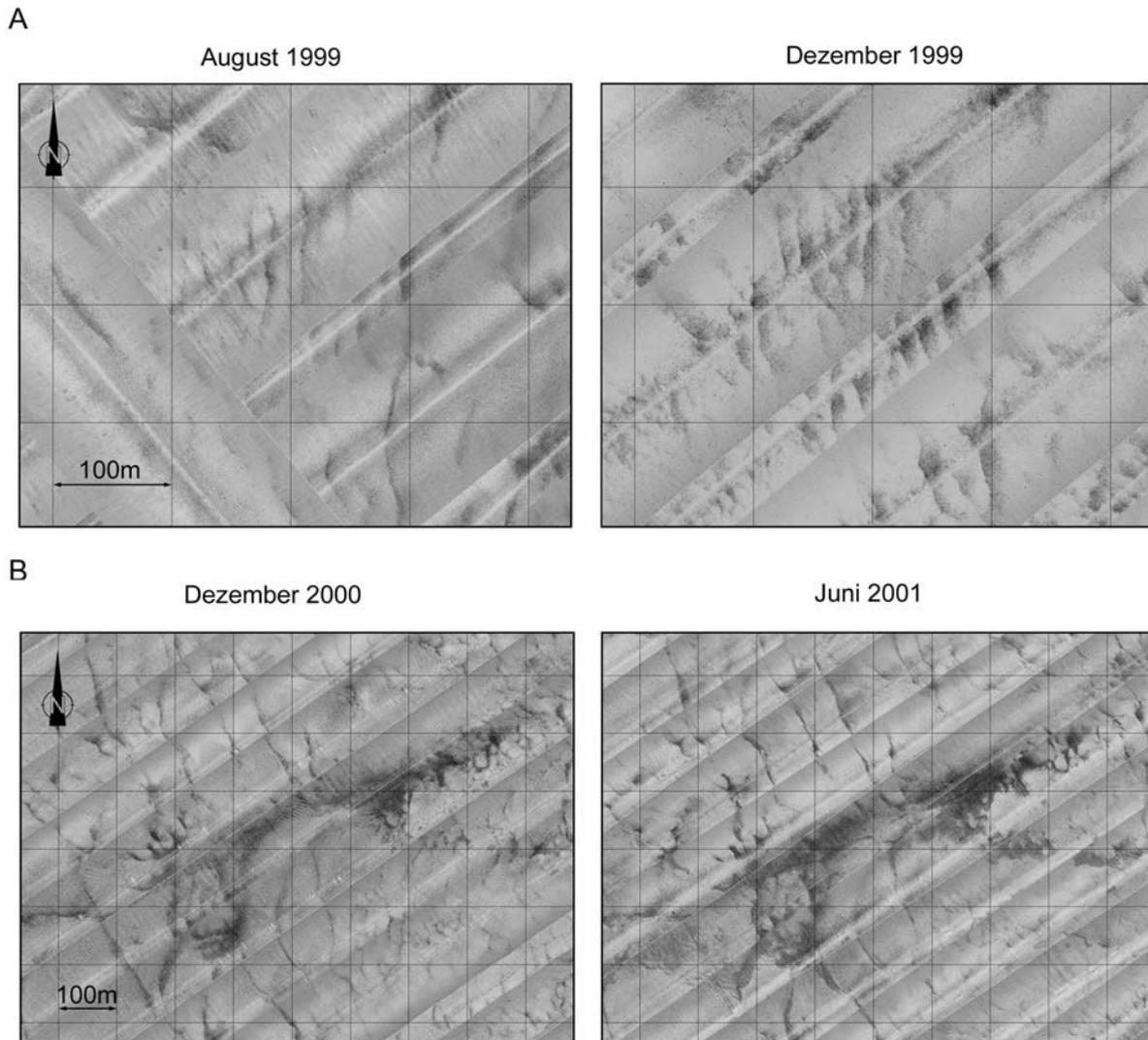


Abbildung 72: Vergleich von Mosaikausschnitten zwischen (A) August und Dezember 1999 sowie (B) Dezember 2000 und Juni 2001. Die Lage der Vergleichsflächen ist aus Abbildung 68 ersichtlich.

Kleinräumige Veränderungen in den Sedimentverteilungsmustern sind zwischen August und Dezember 1999 sowie Dezember 1999 und Mai 2000 häufiger nachweisbar, als in den nachfolgenden Zeiträumen (Mai bis Dezember 2000 und Dezember 2000 bis Juni 2001).

5.2.3 Saisonale Variabilität von Korngrößenverteilungen

Die saisonale Variabilität von Korngrößenverteilungen im Untersuchungsgebiet Graal-Müritz wurde an 22 Stationen (Abbildung 69) untersucht. Exemplarisch werden die Ergebnisse anhand des küstennormalen Profils „Mitte“ im Folgenden dargestellt. Die Entnahme von Oberflächenproben erfolgte viermal im halbjährlichen Rhythmus zwischen Dezember 1999 und Juni 2001.

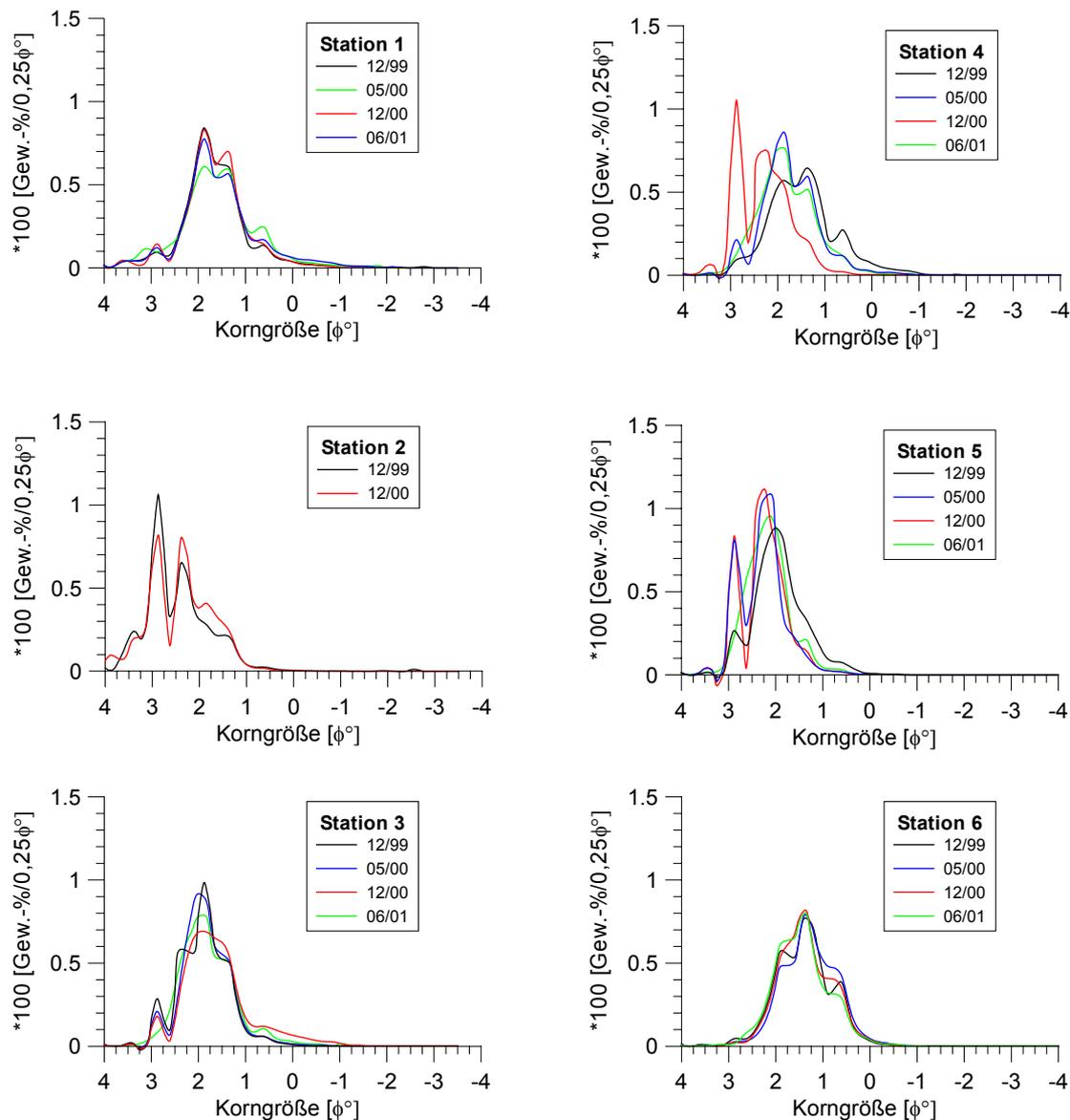


Abbildung 73: Zeitliche Variabilität von Korngrößenverteilungen an den Stationen 1 - 6 des Beprobungsprofils Mitte.

Die räumlich-zeitliche Variabilität der Korngrößenverteilungen an den Stationen 1 bis 6 des Profils Mitte erschließt sich aus Abbildung 73. Die Korngrößenverteilungen sind generell bi- bis polymodal. Bei den beprobten Oberflächensedimenten handelt es sich im überwiegenden Maße um Mittelsande mit Beimengungen von Feinsand und Grobsand sowie z.T. Kies mit sehr geringen Anteilen. Lediglich an Station 2 wurden jeweils im Dezember 1999 und 2000 mittelsandige Feinsande angetroffen. Während der beiden übrigen Beprobungen im Mai 2000 und Juni 2001 blieb der Greifer leer oder enthielt Steine. Diese Unterschiede erklären sich durch eine kleinräumige Variabilität der Oberflächensedimente, wie sie in den Sonographien erkennbar ist. Über das gesamte Profil ist kein räumlicher Trend mit wachsender Uferentfernung erkennbar.

Die zeitliche Variabilität in den Korngrößenverteilungen der einzelnen Stationen ist insgesamt gering (Abbildung 73). Dies gilt insbesondere für die Stationen 1 bis 3 und 6. Die Station 5 zeigt dagegen eine merkbare Tendenz zur Verfeinerung mit einem „Wachstum“ des Modus bei ca. $2,9 \phi^\circ$ von Dezember 1999 bis Dezember 2000. Im Juni 2001 ist dieser Modus nicht mehr nachweisbar. Die auffälligste Veränderung ist an Station 4 sichtbar. Abweichend von den vorangegangenen Beprobungen weist die Probe vom Dezember 2000 einen ausgeprägten 1. Modus bei ca. $2,9 \phi^\circ$ auf und ist insgesamt feiner. Im Juni 2001 lässt sich wieder eine Korngrößenverteilung wie im Mai 2000 feststellen. Diese auffällige Änderung steht offensichtlich mit einer Sandentnahme im Herbst 2000 in Verbindung (siehe Kap. 5.3.1).

5.3 Regeneration von Materialentnahmestellen

Die Lagerstätte Graal-Müritz 1 (Abbildung 74 und 75) wurde zwischen August 1999 und Juni 2001 in ca. halbjährigen Abständen insgesamt fünfmal mit hydroakustischen Methoden vermessen. Während des Messzeitraumes erfolgten drei Materialentnahmen innerhalb der Lagerstätte. Begleitend zu den Vermessungen wurden vom BSH während einer Messkampagne vom 20.03. bis 05.06.2000 Seegang und Strömungen an der Position GM1 innerhalb der Lagerstätte gemessen (Kap. 5.2.1).

5.3.1 Veränderungen von Sedimentverteilungsmustern

Zum Zeitpunkt der ersten Vermessung im August 1999 lag die letzte Materialentnahme (Mai/Juni 1997) ca. 22 Monate zurück. Spuren dieser sowie der vorangegangenen Förderung (April/Mai 1996) lassen sich in den Sonographien nicht mehr nachweisen. Die bereits in den Kap. 5.1.1 und 5.1.2 beschriebene küstennormale Rinnenstruktur im SW der Lagerstätte (Abbildung 68) liegt innerhalb des Teilgebietes für die Entnahmen von November 1994, Dezember 1995 und Januar 1996. Insgesamt wurden 260.942 m^3 Sand in dem Teilgebiet gefördert. Aufgrund der passgenauen Übereinstimmung von Lage und Orientierung zwischen Teilgebiet und Rinnenstruktur ist davon auszugehen, dass die rinnenartige, küstennormale Vertiefung auf die Materialentnahmen zurück zu führen ist. Legt man die Fläche der Rinne von ca. $0,17 \text{ km}^2$ zu Grunde, so entspricht die Entnahme von 260.942 m^3 Sand einer durchschnittlichen Vertiefung von ca. 1,5 m. Dieses Ergebnis deckt sich mit den bathymetrischen Daten (vgl. Kap. 5.1.1).

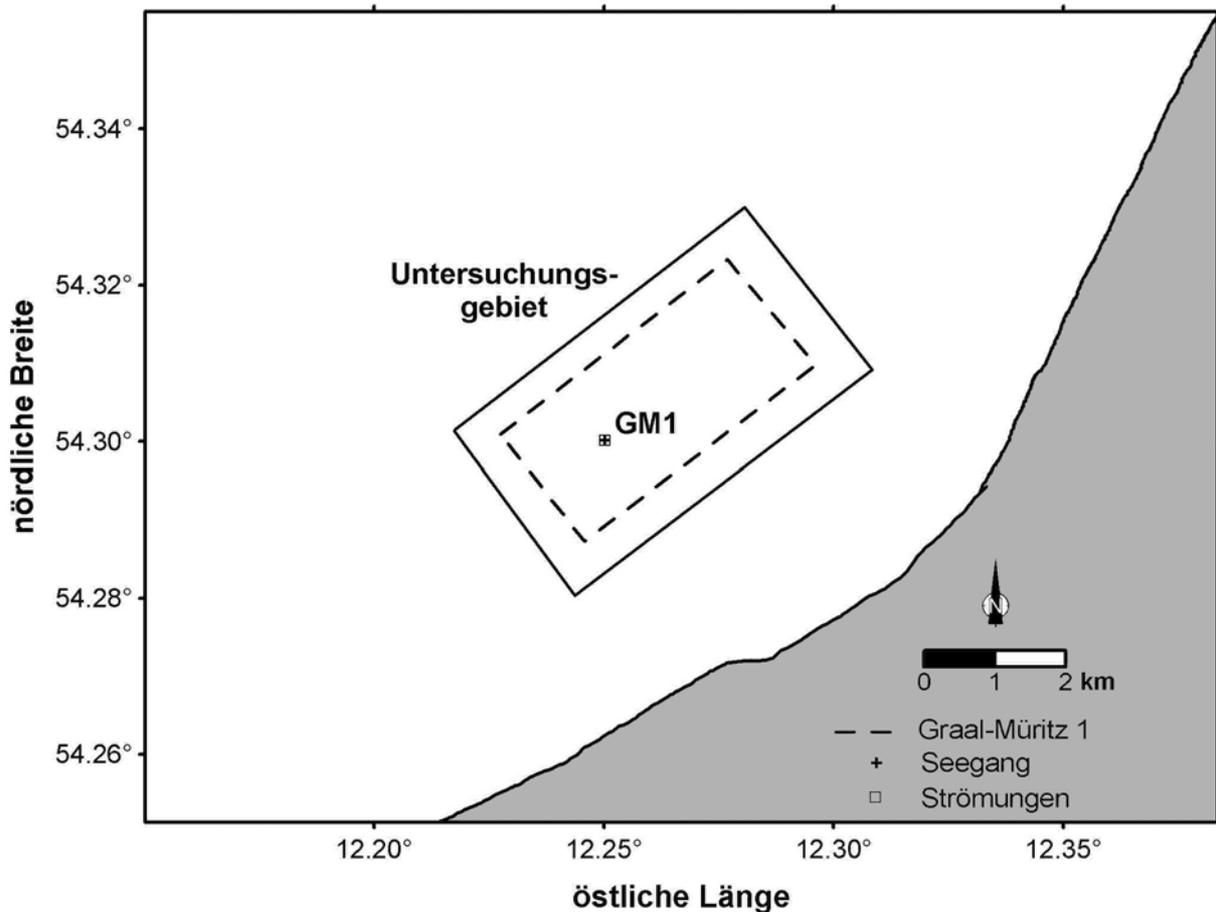


Abbildung 74: Untersuchungsgebiet und Lage der hydrologischen Messstationen vor Graal-Müritz im Rahmen der Untersuchungen zur Materialentnahme.

Die erste Entnahme innerhalb des Untersuchungszeitraumes erfolgte vom 15.11. bis 13.12.1999 im E der Lagerstätte (Abbildung 76A). Insgesamt wurden 291.629 m^3 Sand innerhalb eines Teilgebietes von $0,78 \text{ km}^2$ Fläche gefördert. Dies entspricht $0,37 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Die Auswirkungen dieser Materialentnahme wurden vom 10. bis 12.12.1999, d.h. zum Ende des Entnahmezeitraumes, mit dem Seitensichtsonar aufgenommen. Durch den Abbau im Schleppkopfbaggerverfahren entstanden ca. 3 m breite, relativ flache und bogenförmige Furchen am Meeresboden. Bereits im Mai 2000 waren diese Furchen vollständig verfüllt und in den Sonographien nicht mehr nachweisbar.

Eine zweite Entnahme fand vom 24.09. bis 02.10.2000 im SW der Lagerstätte statt. In diesem Teilgebiet von $0,23 \text{ km}^2$ Fläche wurden 90.533 m^3 Sand gefördert (entsprechend $0,39 \text{ m}^3/\text{m}^2$). Die Vermessungen erfolgten ca. 2 Monate nach Beendigung der Förderung vom 06. bis 08.12.2000. Der Abbau äußerte sich in 1 km langen, ca. 5 bis 10 m breiten, relativ flachen und linearen Furchen, die dicht neben einander lagen (Abbildung 76B). Im Juni 2001

waren die meisten dieser Furchen mit Sand verfüllt. Es ließen sich jedoch vereinzelt unverfüllte Furchen mit einem Boden aus Grobsediment erkennen.

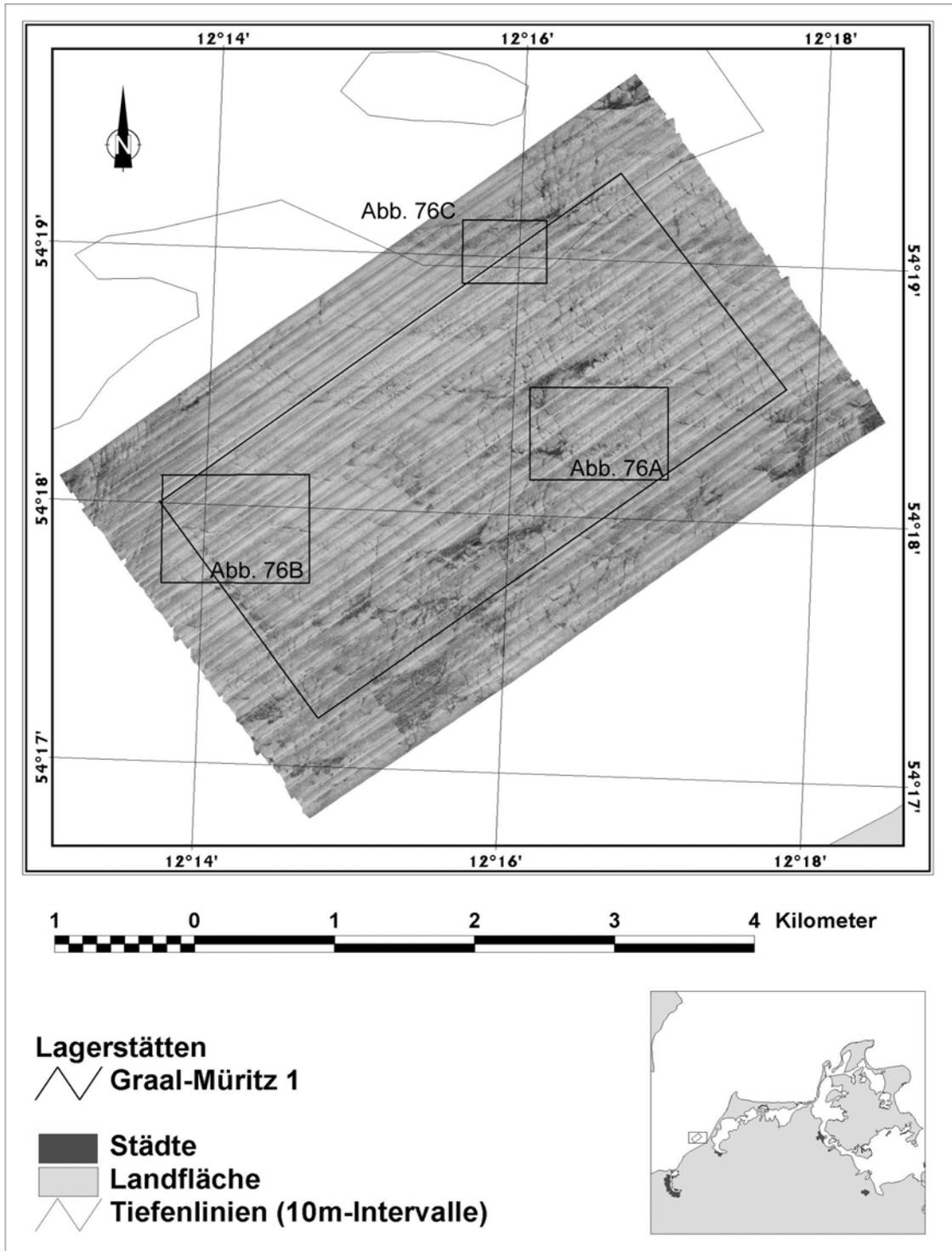


Abbildung 75: Mosaik aus dem Bereich der Lagerstätte Graal-Müritz 1.

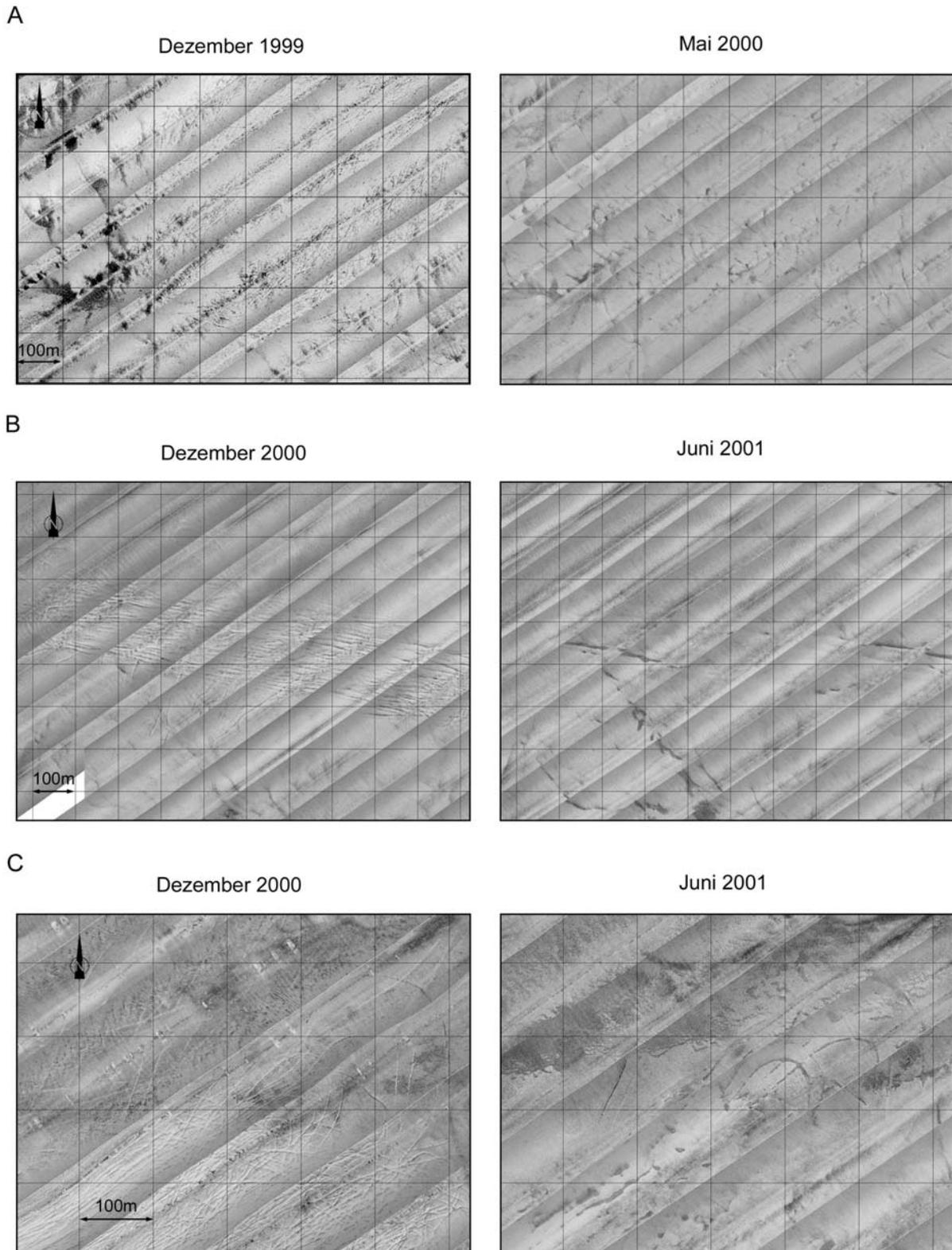


Abbildung 76: Zeitliche Veränderungen der von Materialentnahmen betroffenen Bereiche der Lagerstätte Graal-Müritz 1. Die Lage der Vergleichsflächen ist aus Abbildung 75 ersichtlich.

Die letzte Entnahme im Untersuchungszeitraum erfolgte vom 23.10. bis 15.11.2000 im N der Lagerstätte und somit ca. 1 Monat vor den Vermessungen mit dem Seitensichtsonar. Das

Teilgebiet, in dem 250.561 m³ Sand gefördert wurden, hatte eine Fläche von 0,79 km². Dies entspricht einer durchschnittlichen Entnahme von 0,32 m³ Sand pro 1 m² Fläche. Der Abbau verursachte ca. 1.300 m lange, 3 bis 5 m breite, relativ flache und lineare, bogenförmige Furchen, die dicht neben einander lagen (Abbildung 76C). Im Juni 2001 war die überwiegende Zahl dieser Spuren der Entnahmetätigkeit mit Sand verfüllt. Einzelne relativ kurze unverfüllte Furchen mit Grobsediment am Boden waren jedoch auch hier erkennbar.

5.3.2 Remobilisierung von Sediment

Zur Abschätzung der Remobilisierung von potentiell Verfüllungsmaterial für die Entnahmespuren können die Seegangs- und Strömungsmessungen an der Position GM1 herangezogen werden. Die Zeitreihen der signifikanten Wellenhöhe, der Nulldurchgangsperiode sowie der daraus berechneten maximalen Orbitalgeschwindigkeiten am Boden sind in Abbildung 77 dargestellt. Des Weiteren zeigt die Abbildung 77 die Strömungsgeschwindigkeiten und Strömungsrichtungen in 1 m über Grund.

Signifikante Wellenhöhen über 1 m traten während dreier Ereignisse am 27.03.2000, 25.05.2000 und 29.05.2000 (Sturmtief Ginger) auf. Während die beiden Ereignisse im Mai 2000 auf starke W-Winde zurück zu führen sind, wurde das auffälligste Ereignis im März 2000 durch NE-Winde induziert. Die maximalen Orbitalgeschwindigkeiten erreichten Spitzenwerte von 37 cm/s am 27.03. und 25.05.2000. Während des Sturmereignisses Ginger lagen sie bei maximal 28 cm/s.

Die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten wurden zwar ebenfalls während des Ereignisses vom 27.03.2000 mit 28 cm/s gemessen. Die Strömung war zu diesem Zeitpunkt ablandig orientiert. Insgesamt zeigt sich jedoch keine Übereinstimmung von Seegangs- und Strömungsmaxima (Abbildung 77).

Die Zeitreihen der seegangsinduzierten Orbitalgeschwindigkeiten und der Strömungsgeschwindigkeiten wurden zur Berechnung von Schubspannungen benutzt (Abbildung 78). Die maximalen seegangsinduzierten Schubspannungen erreichten Werte bis 0,7 N/m² während der Ereignisse vom 27.03. und 25.05.2000. Das Sturmtief Ginger rief seegangsinduzierte Schubspannungen bis 0,5 N/m² hervor. In Gegensatz zu den Ergebnissen in der Tromper Wiek wurden im Gebiet Graal Müritz nennenswerte strömungsinduzierte Schubspannungen bis 0,2 N/m² erreicht. Die überwiegende Zeit (99,3 %) blieben die Schubspannungen jedoch unterhalb von 0,1 N/m².

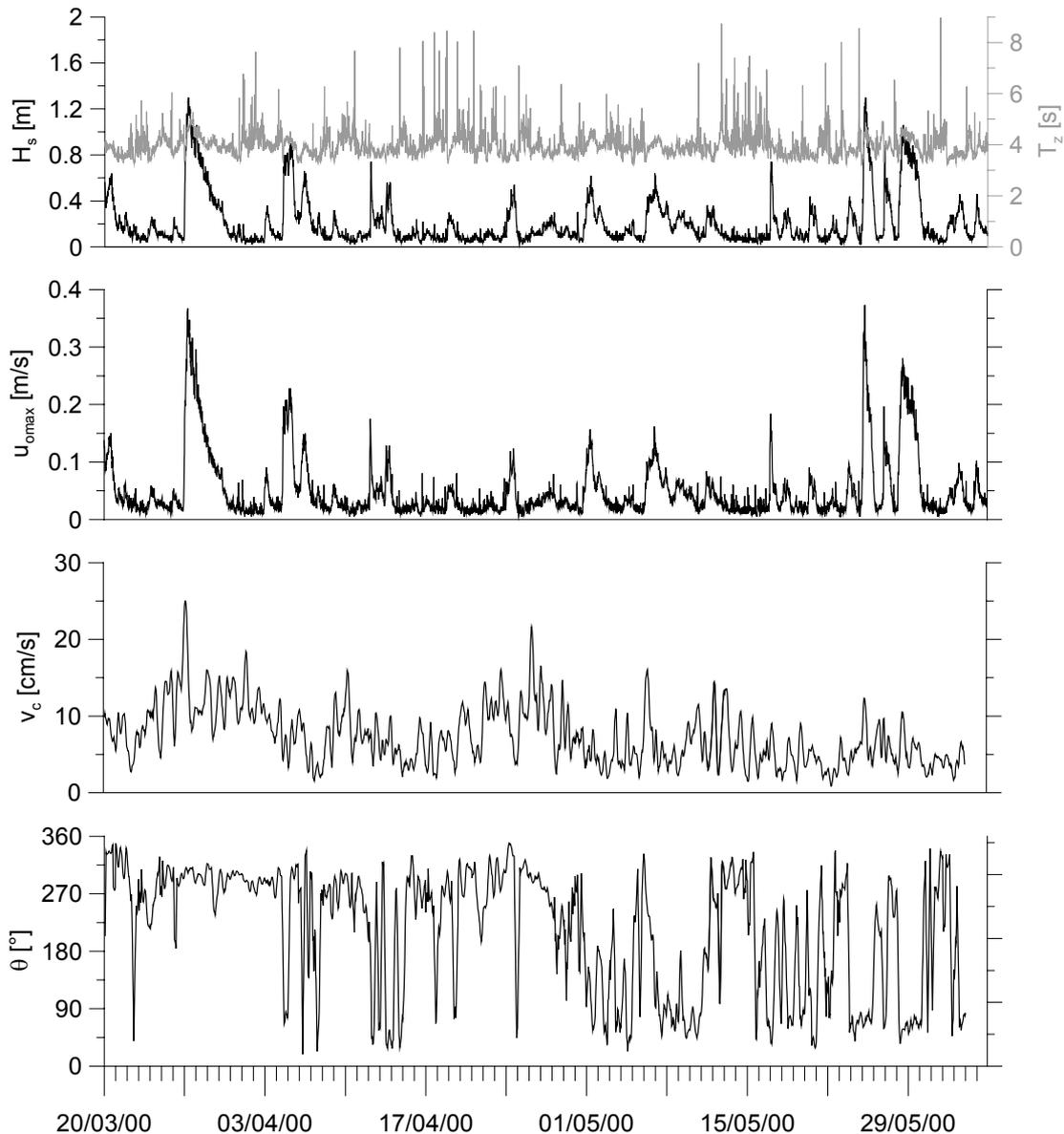


Abbildung 77: Zeitreihen von Seegangs- und Strömungsparametern an der Station GM1.

Ausgehend von den statistischen Daten der Korngrößenverteilung an der Probennahmestation GM03 (diese befindet sich in unmittelbarer Nähe der hydrographischen Station GM1) wurden in Analogie zu den Untersuchungen in der Tromper Wiek kritische Schubspannungen für die Perzentile $d_1 = 81 \mu\text{m}$ und $d_{99} = 737 \mu\text{m}$ berechnet. Seegangsinduzierte Schubspannungen überschritten die kritische Schubspannung für d_1 während 12 % der Zeit, während sie für d_{99} nur zu 2,4 % überschritten wurde. Strömungsinduzierte Schubspannungen lagen dagegen zu nur 0,4 % der Zeit über der kritischen Schubspannung für d_1 . Die kritischen Schubspannungen zur Mobilisierung des (nahezu) gesamten Korngrößenspektrums (repräsentiert durch d_{99}) durch Strömungen wurden überhaupt nicht erreicht. Demzufolge kann davon

ausgegangen werden, dass die Remobilisierung von Sediment im Bereich der Lagerstätte Graal-Müritz 1 überwiegend seegangsinduziert ist.

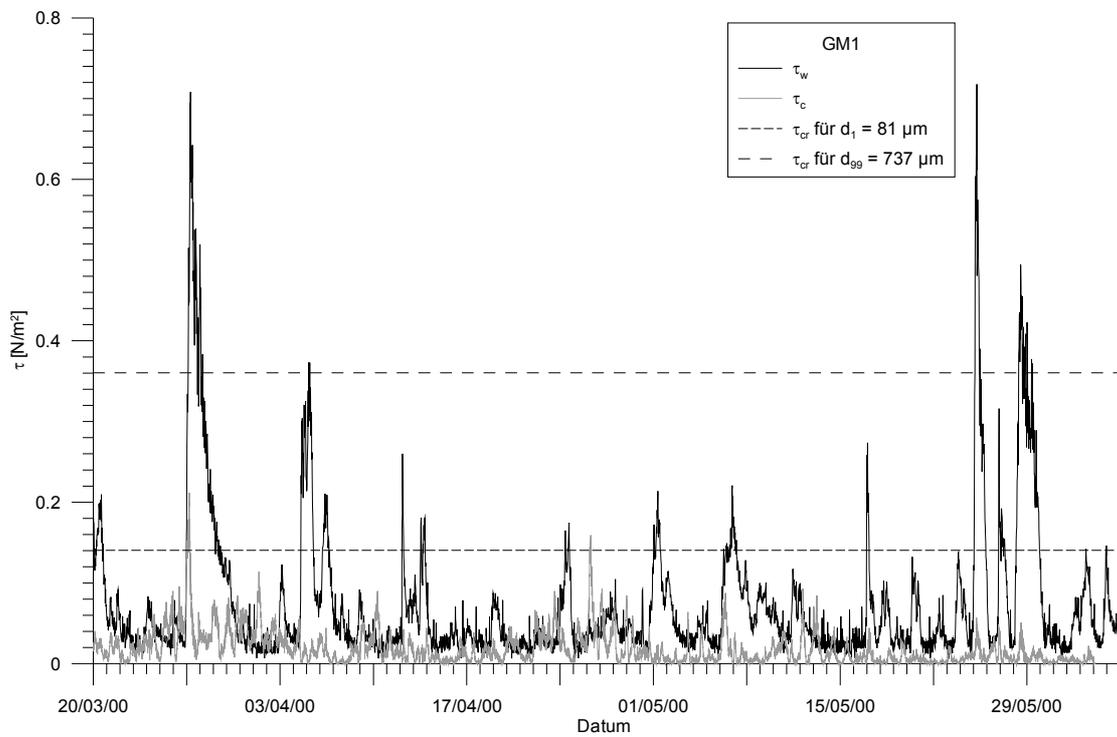


Abbildung 78: Zeitreihe der seegangs- (τ_w) und strömungsinduzierten Schubspannungen (τ_c) an der Station GM1.

6. Interpretation

6.1 Rezente Sedimentdynamik

6.1.1 Vorstrandzonierung

Neben der Charakterisierung der morphologisch und sedimentologisch aktiven Bereiche liefert die Bestimmung der seewärtigen Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrandes eine Möglichkeit, die Vergleichbarkeit zwischen unterschiedlichen Küstenabschnitten in Bezug auf Sedimentdynamik und Regeneration von Materialentnahmestellen zu vereinfachen (Kap. 6.2.4). Dafür sind jedoch solide Abschätzungen der closure depth h_c und der aktiven Tiefe h_i erforderlich. Für das Gebiet Graal-Müritz existieren bereits solche Berechnungen (DETTE et al., 2001). Für die Tromper Wiek wurden die seewärtigen Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrandes mit den empirischen Gleichungen 4 sowie 16 - 20 berechnet. Darüber hinaus existieren Untersuchungen zur Granulometrie der Oberflächensedimente, Umlagerungsmessungen sowie Berechnungen zur Energiedissipation auf dem Vorstrand der Tromper Wiek. Unter Einbeziehung all dieser Ergebnisse ist eine solide Abschätzung der seewärtigen Begrenzungen des oberen und unteren Vorstrandes möglich.

Aus den jährlichen Sedimentbilanzdaten lässt sich die closure depth für die Tromper Wiek ableiten. Die Bestimmung der Grenztiefe, in der signifikante, d.h. messbare Profiländerungen während eines Jahres nicht mehr nachweisbar sind, hängt maßgeblich von der Messgenauigkeit ab. Nach HALLERMEIER (1978, 1981) ist h_c dort zu lokalisieren, wo die gemessene Differenz zwischen den zu vergleichenden Profilen unter die Messgenauigkeit fällt.

Bei einem Messfehler von $\pm 0,5$ cm und vier Messintervallen im Zeitraum 26.03.1998 bis 17.03.1999 beläuft sich der durch Fehlerfortpflanzung bedingte maximale Fehler der Umlagerungsmessungen über einen Jahreszyklus auf 2 cm. Verwendet man diesen Wert als Kriterium zur Festlegung der closure depth in der Tromper Wiek, so ergibt sich eine Uferentfernung von ca. 400 m entsprechend einer Wassertiefe von ca. 4,3 m. Dieser Wert stimmt mit der nach BIRKEMEIER (1985) Gleichung 18 berechneten closure depth $h_c = 4,4$ m sehr gut überein. Auch Gleichung 19 liefert eine akzeptable Näherung für die closure depth. Die nach den Gleichungen 16 und 17 (HALLERMEIER, 1978, 1981) berechneten Werte für h_c liegen dagegen deutlich höher, als der aus den Umlagerungsmessungen abgeleitete Wert. Dass Gleichung 16 zu große Werte für die closure depth liefert, wurde bereits von GRACIA et al. (1998) festgestellt. Nach NICHOLLS et al. (1998a) liefert der ursprüngliche Ansatz von HALLERMEIER (Gleichung 16) eine konservative Abschätzung der closure depth, die einem Maximalwert

entspricht. Auf der Grundlage einer zwölfjährigen Zeitreihe von Profiländerungen an der Field Research Facility in Duck (USA) kommen NICHOLLS et al. (1998a) zu dem Ergebnis, dass die aus den Profiländerungen abgeleitete closure depth im Durchschnitt nur 69 % des über Gleichung 16 ermittelten Wertes entspricht. In der Tromper Wiek beträgt der aus den Umlagerungsmessungen abgeleitete Wert für die closure depth ca. 73 % des nach Gleichung 16 berechneten Wertes.

Der seewärtig durch die closure depth begrenzte obere Vorstrand ist eine Zone, in der die Energiedissipation durch brechende Wellen eine dominante Rolle spielt. Nennenswerte Energiedissipation setzt in Abhängigkeit von der Jahreszeit zwischen 400 m und 650 m Uferentfernung, im jährlichen Mittel in ca. 500 m Uferentfernung entsprechend 4,8 m Wassertiefe, ein. Dieser Wert zeigt eine gute Übereinstimmung mit den nach den Gleichungen 18 und 19 sowie aus den Umlagerungsmessungen abgeleiteten Werten für h_c .

Insgesamt zeigt sich, dass die nach den HALLERMEIER-Gleichungen (Gleichungen 16 und 17) berechneten Werte für die closure depth zu groß sind. Die Ansätze von BIRKEMEIER (Gleichungen 18 und 19) liefern dagegen Werte, die gut mit den Untersuchungen zur Sedimentumlagerung und Energiedissipation übereinstimmen. Für die closure depth der Tromper Wiek kann somit für den untersuchten Zeitraum ein Wert von 4,5 m Wassertiefe angenommen werden.

Nach DETTE et al. (2001) liefert der Ansatz von HALLERMEIER (Gleichung 17) für das Untersuchungsgebiet Graal-Müritz einen Wert von $h_c = 4,98$ m als Grenztiefe für den oberen Vorstrand. Nach BIRKEMEIER (1985) ergibt sich gemäß Gleichung 19 die closure depth $h_c = 3,96$ m. Aufgrund der bereits gemachten Aussagen zu den HALLERMEIER-Gleichungen liegt die seewärtige Begrenzung des Vorstrandes vor Graal-Müritz in einer Wassertiefe von ca. 4 m.

Da h_c jedoch in erster Linie vom Seegangsklima bestimmt wird, ist die Grenztiefe des oberen Vorstrandes im gewissen Maße sowohl zeitlich (NICHOLLS et al., 1998a und b) als auch räumlich (LIST et al, 1997; GRACIA et al, 1998) variabel. Über längere Zeiträume ist darüber hinaus davon auszugehen, dass h_c größere Werte annimmt (NICHOLLS et al., 1998a und b), da mit einer Verlängerung des betrachteten Zeitraumes die extreme signifikante Wellenhöhe H_{sx} (Gleichungen 16, 18 und 19) ansteigt und somit auch h_c größer wird. Untersuchungen hierzu erfordern jedoch eine hohe Zahl an Messprofilen und entsprechend lange Messzeiträume und waren dem entsprechend im Rahmen dieser Arbeit nicht durchführbar.

Die closure depth ist eine morphodynamische Grenze in der küstennormalen Zonierung des Vorstrandes (NICHOLLS et al., 1998b). Dies bedeutet, dass über die seewärtige Begrenzung des oberen Vorstrandes hinaus Sedimenttransportprozesse auftreten. Die seewärtige Begrenzung des unteren Vorstrandes (aktive Tiefe), bis zu der signifikanter küstennormaler Sedimenttransport auftritt, liegt für den untersuchten Zeitraum nach Gleichung 20 (HALLERMEIER, 1981) in 10,2 m Wassertiefe. Die Wellenbasis (Gleichung 4) liegt unter durchschnittlichen Bedingungen in 8 m Wassertiefe.

Folgt man jedoch WRIGHT (1995) und setzt für die seewärtige Begrenzung des Vorstrandes die maximale Tiefe im betrachteten Zeitraum an, bis zu der Sediment bewegt werden kann, so ergibt sich ein ungleich größerer Wert für die aktive Tiefe der Tromper Wiek. Die maximale Wellenbasis lag bei ca. 38 m. Die aktive Tiefe im Sinne von WRIGHT (1995) dürfte somit im Bereich von ca. 30 - 40 m Wassertiefe am Rande des Arkonabeckens gelegen haben.

Diese Ausführungen zeigen, dass die Ergebnisse für die seewärtige Begrenzung des unteren Vorstrandes je nachdem, ob Maximal- oder Durchschnittsbedingungen betrachtet werden, sehr stark schwanken. Setzt man die Wellenbasis als erste Näherung für die aktive Tiefe eines Küstenabschnitts an, so wird deutlich, dass mit dem zeitlich variablen Seegang auch die momentane aktive Tiefe deutlich schwankt (Abbildung 79). Die maximalen Seegangsbedingungen während eines betrachteten Zeitraumes liefern dann die maximale Wassertiefe, bis zu der der Meeresboden beeinflusst wurde. Aufgrund der Kürze des Zeitraums während eines Extremereignisses dürften solche vereinzelt auftretenden Ereignisse mit entsprechend langen Wiederkehrperioden nur über lange Zeiträume integriert zu signifikanten Änderungen in den sedimentologischen Parametern (Korngrößenfraktionen, Korngrößenverteilungen etc.) des Meeresbodens führen. COWELL et al. (1999) gehen im unteren Vorstrand von Relaxationszeiten in der Größenordnung von $10^2 - 10^3$ a aus.

Die sedimentologischen Untersuchungen der Oberflächensedimente in der Tromper Wiek haben ergeben, dass in ca. 15 m Wassertiefe markante Veränderungen auftreten: Der 1. Modus der Korngrößenverteilungen wechselt sprunghaft von $2,9 \phi^\circ$ auf $3,6 \phi^\circ$ (Abbildung 27 u. 28) und die Silt-Ton-Gehalte der Oberflächensedimente steigen drastisch von 2 Gew.-% auf bis zu 50 Gew.-% an (Abbildung 25). Dieser abrupte Wechsel zu feineren Sedimenten kann als aktive Tiefe in der Tromper Wiek gedeutet werden. Der auf diese Weise ermittelte Wert für die aktive Tiefe liegt um ca. 5 m tiefer als die aus dem Seegangsklima abgeleiteten jährlichen Werte (s.o.). Das beobachtete sedimentologische „Signal“ ist als integrierte Reaktion der sedimentologischen Bedingungen über längere Zeiträume zu deuten. Auch für

die aktive Tiefe als seewärtige Begrenzung des unteren Vorstrandes gilt genau so wie für die closure depth (NICHOLLS et al., 1998a), dass sie mit wachsenden Beobachtungszeiträumen ansteigt (Abbildung 9).

Zusammenfassend kann die jährliche aktive Tiefe als Grenztiefe zur seewärtigen Begrenzung des unteren Vorstrandes unter durchschnittlichen Seegangsbedingungen in der Tromper Wiek in ca. 10 m Wassertiefe angenommen werden. Unter extremen Bedingungen ist die kurzzeitige Mobilisierung von Sedimenten des Meeresbodens in deutlich größeren Wassertiefen möglich. Die oben angeführten sedimentologischen Befunde deuten auf eine aktive Tiefe in ca. 15 m Wassertiefe als das integrierte Ergebnis des einwirkenden Seegangsklimas über längere Zeiträume hin.

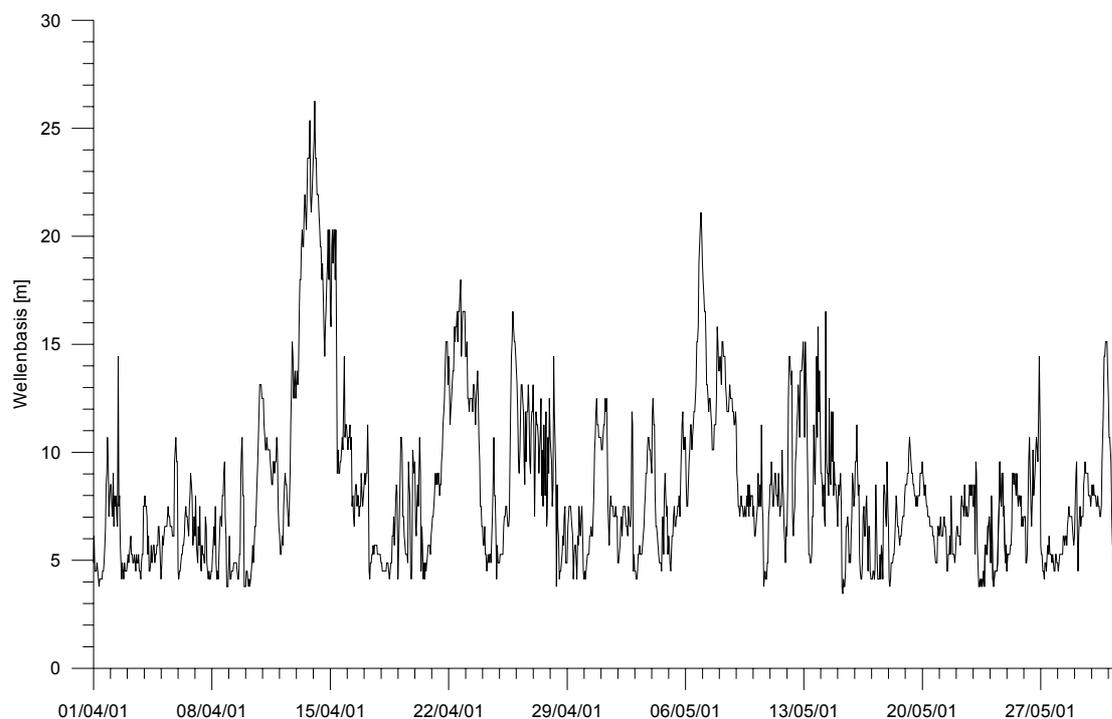


Abbildung 79: Beispiel für die Variabilität der Wellenbasis zwischen dem 01.04. und 01.05.2001.

Vor Graal-Müritz erstreckt sich der untere Vorstrand unter jährlichen Durchschnittsbedingungen des Seegangs nach Gleichung 20 bis in eine Tiefe von über 10 m (DETTE et al., 2001). Die Wellenbasis lag für Durchschnittsbedingungen des Messzeitraumes vom 20.03. - 05.06.2000 bei ca. 12,2 m. LEMKE (1998) konnte jedoch an Proben aus einem Kastengreifer aus 17 m Wassertiefe Oszillationsrippeln nachweisen. Demzufolge findet auch im Seegebiet vor Graal-Müritz unter stärkeren als durchschnittlichen Seegangsbedingungen Sedimenttransport in deutlich größeren Tiefen als der über Gleichung 20 ermittelten Grenztiefe statt. Diese Aussage wird durch die Beobachtung gestützt, dass selbst während des nur zweieinhalb Monate dauernden Messzeitraumes die maximale Wellenbasis bei ca. 37 m Wassertiefe lag.

Zusammenfassend ergeben sich ähnliche Verhältnisse wie in der Tromper Wiek mit einer durchschnittlichen jährlichen aktiven Tiefe in ca. -10 mNN.

6.1.2 Saisonale Variabilität

Aufgrund der Exposition nach N bis E weist der Seegang in der Tromper Wiek deutliche jahreszeitliche Variationen auf. Extreme Seegangereignisse treten fast ausschließlich im Frühjahr auf und sind an Sturmereignisse aus NE geknüpft. Während dieser Zeit sind Ostwindlagen relativ häufig (MOHRHOLZ, 1998). Es besteht eine signifikante positive Korrelation zwischen den signifikanten Wellenhöhen in der Tromper Wiek und der Windgeschwindigkeit von Winden aus dem Sektor N bis E (KLEIN, 2003). Die bei den vorherrschenden West- bis Südwestwinden ablandigen Winde erzeugen nur einen niedrigen Seegang. Da die Remobilisierung von Sediment in der Tromper Wiek fast ausschließlich seegangsinduziert ist, zeigt auch diese eine ausgeprägte saisonale Variabilität hinsichtlich Häufigkeit und Stärke. Remobilisierungsereignisse treten vorwiegend im Frühjahr und etwas untergeordnet im Herbst auf.

Über die Saisonalität von Seegangs- und Remobilisierungsereignissen vor Graal-Müritz lässt sich aufgrund des kurzen Messzeitraumes keine definitive Aussage treffen. Allerdings besteht auch in diesem Untersuchungsgebiet eine signifikante positive Korrelation zwischen der signifikanten Wellenhöhe und der Geschwindigkeit von Winden aus dem Sektor W über N bis NE entsprechend der Exposition des Küstenabschnittes (FIGGE et al., 2002). Aufgrund der vorhandenen saisonalen Variabilität der Windverhältnisse (GÖTSCHMANN et al., 1989) ist somit auch hier von einer Saisonalität der Seegangereignisse, und wegen der überragenden Bedeutung des Seegangs für die Mobilisierung von Sediment, auch der Remobilisierungsereignisse auszugehen. Darüber hinaus wird das Gebiet aufgrund seiner Exposition von unregelmäßig auftretenden Stürmen und Orkanen aus westlichen Richtungen beeinflusst. Solche Extremereignisse traten während des Untersuchungszeitraumes zwischen Dezember 1999 und Mai 2000 gehäuft auf (Tabelle 9), davor und danach jedoch nicht. Besonders hervorzuheben ist der Orkan Anatol vom 3./4.12.1999. Hierbei handelte es sich in Deutschland um einen der schwersten Orkane der letzten Jahrzehnte (LEFEBVRE, 2000). In Dänemark war Anatol sogar der schwerste Orkan des 20. Jahrhunderts (LEFEBVRE, 2000). Bemerkenswert ist weiterhin, dass auch starke NE-Winde in der Lage sind, relativ große signifikante Wellenhöhen zu erzeugen.

Die wiederholten Vermessungen des Meeresbodens in der Tromper Wiek und vor Graal-Müritz mit dem Seitensicht-Sonar haben gezeigt, dass die natürlichen Sedimentverteilungs-

muster im unteren Vorstrand beider Gebiete auf saisonalen bis jährlichen Zeitskalen sehr stabil sind. In der Tromper Wiek lassen sich über einen Zeitraum von einem Jahr praktisch keine signifikanten Änderungen nachweisen. Vor Graal-Müritz treten nur kleinräumige Veränderungen der Verteilungsmuster auf. Diese sind im Wesentlichen auf die Zeiträume August bis Dezember 1999 und Dezember 1999 bis Mai 2000 beschränkt und umfassen somit die Periode mit einer auffälligen Häufung von Sturm- und Orkanereignissen.

Ähnliche Ergebnisse lieferten Untersuchungen vor der Seebrücke Koserow (Usedom), einem vergleichbaren Vorstrandbereich in Hinblick auf Wassertiefe und Sedimentologie. Auch dieses Gebiet wies eine sehr hohe Stabilität der Sedimentverteilungsmuster auf. Über einen Zeitraum von 4,5 Jahren, der das Sturmhochwasserereignis vom 3./4. November 1995 einschloss, blieben die generellen Verteilungsmuster von Feinsand und Restsediment stabil. Das Sturmereignis führte lediglich in der Umgebung von Steinen und Blöcken zur Bildung von Kolken, die sich im Laufe der nachfolgenden Jahre partiell wieder verfüllten (SCHWARZER et al., 1996, 2003a). ANTHONY & LETH (2002) konnten zeigen, dass das Orkantief Anatol auch vor der Nordseeküste Jütlands (Dänemark) bei Thorsminde in Wassertiefen von ca. 12 - 18 m nur geringe Veränderungen in den Sedimentverteilungsmustern hervor rief. Dies ist angesichts der Schwere des Orkanereignisses, einer ungleich größeren Windwirklänge von über 500 km und einer dadurch bedingten wesentlich intensiveren Hydrodynamik bemerkenswert.

Offensichtlich führen selbst extreme Sturmereignisse wie der Orkan Anatol auf dem unteren Vorstrand nur zu relativ geringen Änderungen der Sedimentverteilungsmuster. Unter weniger extremen Bedingungen kommt es zwar zu Remobilisierungsereignissen. Darüber hinaus zeigen frische Oszillationsrippeln, die auf den Vorstränden der Untersuchungsgebiete weit verbreitet sind, einen zumindest episodischen Sedimenttransport an. Jedoch äußert sich dieser Sedimenttransport nicht in einer messbaren Veränderung der Verteilungsmuster der Oberflächensedimente auf den untersuchten Zeitskalen von Monaten bis einigen Jahren. Längerfristige Untersuchungsreihen sind hier erforderlich, liegen jedoch bis jetzt nicht vor.

Im Einklang mit diesen Ergebnissen lassen auch die Korngrößenverteilungen der Oberflächensedimente auf saisonalen bis interannualen Zeitskalen keine auffälligen natürlichen Veränderungen in den beiden Untersuchungsgebieten erkennen. Messbare Veränderungen auf saisonalen Zeitskalen zeigen lediglich die Umlagerungsmessungen im oberen Vorstrand der Tromper Wiek. Dabei ist eine rasche Abnahme der Erosions- und Umsatzwerte mit zunehmenden Wassertiefen offensichtlich. Ähnliche Ergebnisse lieferten Umlagerungsmessungen, die OSBORNE & GREENWOOD (1992a) während eines Sturmereignisses an einem Vorstrand

ohne Sandriff (Queensland Beach, Nova Scotia, Kanada) durchgeführt haben. Die morphologische Situation ist vergleichbar mit den Verhältnissen in der Tromper Wiek seewärts der Riffzone, wo die Umlagerungsmessungen durchgeführt wurden. Die Messungen zeigen auch hier eine monotone Abnahme der Erosionswerte (sog. depth of activity) mit zunehmender Wassertiefe. Umlagerungsmessungen innerhalb der Riffzone dokumentieren, dass Erosion, Akkumulation und Sedimentumsatz auf den Riffkämmen generell am höchsten sind (GREENWOOD & MITTLER, 1984, GREENWOOD, 1987, OSBORNE & GREENWOOD, 1992b, SCHWARZER & DIESING, 2001, SCHWARZER et al., 2003b). Gesteuert werden die Umlagerungsprozesse in der Tromper Wiek in erster Linie durch das Brechen von Wellen (α) und die dadurch dissipierte Energie (D). Remobilisierung durch Orbitalbewegungen am Boden (repräsentiert durch H_{rms}) spielt dagegen im oberen Vorstrand nur eine untergeordnete Rolle. Da die Energiedissipation über dem äußeren und inneren Riff lokale Maxima erreicht, ist davon auszugehen, dass auch in der Tromper Wiek die höchsten Umsatzwerte auf den Riffkämmen erreicht werden.

Im Vergleich zu dem jährlichen Sedimentumsatz fällt die Sedimentbilanz entlang des untersuchten Profils deutlich niedriger aus. Über die gesamte Profillänge integriert, beträgt die Bilanz nur ca. 10 % des Umsatzes. Die im oberen Vorstrand durchaus vorhandene Sedimentdynamik äußert sich somit in nur sehr geringen morphologischen Änderungen. Folglich befindet sich die Morphologie des untersuchten oberen Vorstrandbereiches (zwischen -2 und -5 mNN) in einem nahezu dynamischen Gleichgewichtszustand. Die relativ hohe Lagestabilität des äußeren Sandriffs lässt vermuten, dass diese Aussage auch für die Morphologie der Brandungszone gilt.

Sollte das oben angeführte Verhältnis zwischen Sedimentumsatz und -bilanz eines Vorstrandes von allgemeiner Bedeutung sein, so hätte dies Auswirkungen bezüglich der Verlässlichkeit von Interpretationen der Vorstranddynamik, die alleine auf morphologischen Untersuchungen basieren. Zu nennen wären hier insbesondere die umfangreichen Untersuchungen an der Field Research Facility in Duck, USA (HOWD & BIRKEMEIER, 1987, LEE & BIRKEMEIER, 1993, BIRKEMEIER et al., 1999), in Japan (TSUCHIYA et al., 1994), Australien (THOM & HALL, 1991) u.a..

6.1.3 Sedimenttransport

Am Meeresboden der Tromper Wiek haben Reliktsedimente im Sinne von EMERY (1968) eine weite Verbreitung. Dazu sind in erster Linie die Strandwalledimente des Baltischen Eis-

stausees zu rechnen, des Weiteren Torfe und die durch Restsedimentbildung teilweise aufgearbeiteten Tills der Weichsel-Kaltzeit. Diesen Ablagerungen ist gemein, dass sie unter anderen Umweltbedingungen als den heutigen entstanden und durch den postglazialen Wasserspiegelanstieg in ein subaquatisches Milieu gelangt sind. Sie stehen mit den rezent herrschenden Umweltbedingungen in keinem dynamischen Gleichgewicht. Die Ursache für die weite Verbreitung von Reliktsedimenten in der Tromper Wiek ist neben der lokalen tektonischen Hebung von ca. 6 m zwischen 7.000 und 5.000 a BP, entsprechend 7.800 - 5.700 cal. a BP (SCHUMACHER & BAYERL, 1999a) auch in der Mächtigkeitsverteilung der rezenten Sedimente zu sehen.

Die Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande in der Tromper Wiek ist in Abhängigkeit von der Wassertiefe sehr unterschiedlich ausgeprägt. Während im Bereich der Schaabe (SCHUMACHER & BAYERL, 1999b: Abbildung 5) und auf dem Vorstrand bis ca. -8 mNN relativ große Mächtigkeiten im Meter-Bereich nachweisbar sind (Abbildung 29), ist die Decke rezenter, mariner Sande im seewärts anschließenden Bereich sehr gering. Größere Mächtigkeiten sind in der südwestlichen Ostsee z.B. in der Kieler Bucht (SEIBOLD et al., 1971), vor Graal-Müritz (HUSEIN, 2001) und Koserow/Usedom (SCHWARZER et al., 2003a) vorgefunden worden.

Die räumlichen Unterschiede in der Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande zeichnen als Ergebnis von küstenparallelen und küstennormalen Sedimenttransportprozessen den langfristigen Netto-Sedimenttransport auf dem Vorstrand der Tromper Wiek nach. Auf der Basis der Ergebnisse zur Mächtigkeit der rezenten, marinen Sande sowie weiterer Quellen lässt sich ein konzeptionelles Modell für den Sedimenttransport in der Tromper Wiek entwickeln. Das dominierende Element ist ein von den Kliffküsten Wittows und Jasmunds in das Innere der Bucht gerichteter küstenparalleler Sedimenttransport, der vor der Schaabe konvergiert. Dieses bereits aus dem generellen geologischen Aufbau ableitbare Ergebnis wird durch Modellierungen des küstennahen Sedimenttransportmusters in der Tromper Wiek (LARSON, Univ. Lund, Abbildung 80) gestützt. Des Weiteren wird diese Interpretation durch die beobachtete Korngrößenabnahme vom Rand zur Mitte der Schaabe im Vorstrand (PLEWE, 1940) und Strand (GELLERT et al., 1985) untermauert. Dieser zur Schaabe gerichtete Nettotransport führte seit ca. 5.800 a BP (6.600 cal. a BP) zur Ausbildung der Strandwallsysteme (SCHUMACHER & BAYERL, 1999b) und der bezogen auf das Untersuchungsgebiet relativ großen Mächtigkeiten rezenter, mariner Sande im Vorfeld der Schaabe bis ca. -8 mNN.

Als Quelle für die im Bereich der Schaabe abgelagerten Sande fungierten die im Untersuchungsgebiet weit verbreiteten Tillablagerungen. Zusammen mit den Oberkreide-Ablage-

rungen bauen sie die Halbinseln Jasmund und Wittow auf. Bei der Abrasion der aktiven Kliffabschnitte wird auch der vorgelagerte Seegrund vertieft (GURWELL, 1989). Die Tieferlegung der Tillablagerungen des vorgelagerten Seegrundes vollzieht sich in der südwestlichen Ostsee mit Raten im Bereich von wenigen cm/a (WEFER et al., 1976, SCHROTTKE, 2001). Die größeren Fraktionen (Grobsand, Kies und Steine) des Tills werden lokal umgelagert und bilden die großflächig den Kliffküsten vorgelagerten Restsedimente, die nach neueren Untersuchungen von SCHROTTKE (2001) eine deutlich höhere Mobilität als bisher angenommen aufweisen. Die Feinfraktion des Tills wird dagegen als Suspensionsfracht in die tieferen Bereiche der Tromper Wiek (unterhalb von -15 mNN) transportiert. Von den Oberkreide-Ablagerungen tragen die Flinte zur Restsedimentbildung bei, während die karbonatischen Bestandteile für den klassischen Sedimenttransport in der Bucht keine Rolle spielen.

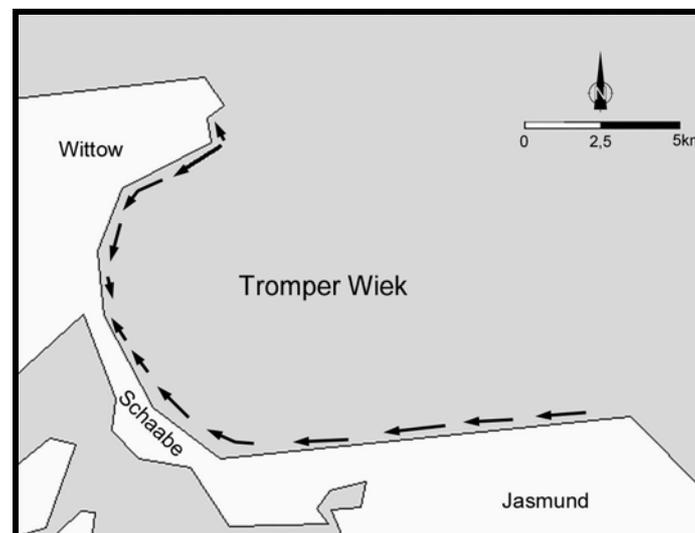


Abbildung 80: Modellierter küstenparalleler Sedimenttransport in der Tromper Wiek (M. Larson, Univ. Lund).

Der obere Vorstrand kann unter „Schönwetterbedingungen“ als ein geschlossenes Sedimenttransportsystem aufgefasst werden (NIEDORODA & SWIFT, 1981). Unter solchen Bedingungen führt i.A. die landwärts gerichtete Orbitalasymmetrie zu einem langsamen, landwärtigen Transport (COWELL et al., 1999). Als Folge bilden sich typischerweise breite Strände mit relativ steilen Vorstränden aus (sog. Sommerprofil; KOMAR, 1998).

Unter Sturmbedingungen stellt der obere Vorstrand dagegen kein geschlossenes Sedimenttransportsystem mehr dar (NIEDORODA & SWIFT, 1981). Es kommt dagegen zu einem überwiegend seewärtigen Sedimenttransport in Richtung des unteren Vorstrandes in Form von Unterströmungen (z. B. OSBORNE & GREENWOOD, 1992a, AAGAARD et al., 1998) oder Ripp-

strömungen (z.B. AAGAARD et al., 1997). Bei solchen Bedingungen kann die seewärtige Erstreckung von Rippströmen weit über die Brandungszone hinausreichen (MCKENZIE, 1958, COOK, 1970, REIMNITZ et al., 1976, SHORT, 1985). In diesem Zusammenhang sind die vor der Schaabe in Wassertiefen unterhalb von ca. -9 mNN nachgewiesenen Grobsandstreifen (Abbildung 24 u. 26) von besonderem Interesse. Vergleichbare Bodenformen sind von MORANG & MCMASTER (1980) vor Rhode Island (Atlantikküste der USA) sowie von REIMNITZ et al. (1976) vor der Pazifikküste Mexikos beobachtet worden. In allen drei Fällen lassen sich die folgenden gemeinsamen Charakteristiken feststellen:

- Es handelt sich um längliche, küstennormal orientierte Streifen, die sich seewärts oftmals verbreitern (Abbildung 26).
- Die Streifen bestehen aus gröberem Sediment als das in der unmittelbaren Umgebung befindliche; i.d.R. bestehen sie aus Grobsand.
- Es lassen sich Rippeln mit Kammabständen im Bereich von 0,5 bis 1,5 m nachweisen (Abbildung 26).

Die von REIMNITZ et al. (1976) und MORANG & MCMASTER (1980) beobachteten Formen sind mit Rippströmungen während Sturmereignissen erklärt worden. Diese Interpretation wird durch Untersuchungen an Rippstromkanälen in der Brandungszone untermauert. Die von DAVIDSON-ARNOTT & GREENWOOD (1976) und HUNTER et al. (1979) beschriebenen Rippstromkanäle sind durch gröberes Sediment und seewärts gerichtete Strömungsrippeln charakterisiert.

Rippströme unter Sturmbedingungen sind auch als Ursache für die Grobsandstreifen in der Tromper Wiek denkbar. Die Grobsandstreifen sind in diesem Szenario auf Sedimentation im Bereich des Rippstromhalses, in dem die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten auftreten (AAGAARD & MASSELINK, 1999), zu deuten. Die Verbreiterung der Grobsandstreifen in seewärtiger Richtung (Abbildung 26) zeigt eine Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit an. Im Bereich des Rippstromkopfes sedimentiert ausschließlich Feinsand (COOK, 1970). Dieser ist aber in den Sonographien nicht nachweisbar, da er sich von den Feinsanden in der Tromper Wiek akustisch nicht unterscheidet, bzw. unter den herrschenden Sturmbedingungen während der Rippstromaktivität auf dem Vorstrand und Schelf der Tromper Wiek weit verteilt wird (vgl. COOK, 1982).

Die Ausbildung von Oszillationsrippeln auf den Grobsanden fand offensichtlich nach dem Abklingen der Rippstromaktivität statt. Möglicherweise vorher vorhandene Strömungsrippeln

sind durch den Einfluss von entsprechend starkem Seegang überprägt worden. Grobsandstreifen lassen sich auffälligerweise nur in Wassertiefen unterhalb von -9 mNN finden. Diese Tiefe korrespondiert mit der aktiven Tiefe in der Tromper Wiek. Eventuell vorhanden gewesene Manifestationen einer Rippstromaktivität in geringeren Wassertiefen könnten somit durch den Einfluss von Seegang wieder entfernt worden sein.

Das beschriebene Rippstrom-Szenario deutet auf einen Mechanismus hin, der geeignet ist, Material in große Küstenentfernungen (ca. 700 - 1.500 m) seewärts des unteren Vorstrandes zu transportieren. Eine Rippstromaktivität in diesem Ausmaße muss an extreme Stürme aus NE geknüpft sein. Darüber hinaus ist davon auszugehen, dass die Küstenkonfiguration der Tromper Wiek durch ein Aufstauen der Wassermassen die Ausbildung solch ungewöhnlich starker Rippströme erleichtert.

Insgesamt führt der überwiegend seewärts gerichtete Transport unter Sturmbedingungen zur Ausbildung von schmalen Stränden und flachen Vorstrandprofilen (Winter- oder Sturmprofil; z.B. KOMAR, 1998). Zusammen mit der Ausbildung von Sommerprofilen unter Schönwetterbedingungen (s.o.) ergibt sich der von SHEPARD (1950) zuerst beschriebene saisonale Strandprofilzyklus. Dieser ist auch aus den Daten der Umlagerungsmessungen herauslesbar: Die Sedimentbilanzdaten (Tabelle 5) weisen mit überwiegend negativen Werten im Frühling und Sommer sowie überwiegend positiven Werten im Herbst und Winter eine deutliche Saisonalität auf. Während des Frühlings und im Sommer dominierte die Erosion auf dem untersuchten Profilabschnitt zwischen -2 und -5 mNN. Das erodierte Sediment wurde während dieser Phase offensichtlich landwärts transportiert (Ausbildung des Sommerprofils). Im Herbst und Winter kam es dagegen zu einer verstärkten Akkumulation von Sanden im Tiefenbereich von -2 bis -5 mNN, wobei das Material offensichtlich von der Erosion des flacheren Profilabschnittes unter energiereichen Seegangsbedingungen herrührte.

Im unteren Vorstrand der Tromper Wiek nimmt die Häufigkeit und Dauer von seegangsinduzierten Remobilisierungsereignissen mit zunehmender Wassertiefe ab (Abbildung 51 und 53). Aufgrund des Fehlens von persistenten Strömungen und der geringeren Asymmetrie der Orbitalbewegungen (NIEDORODA & SWIFT, 1981) finden jedoch nur kleinräumige und wenig gerichtete Umlagerungen statt. Auf saisonalen Zeitskalen lassen sich dem entsprechend keine morphologischen Veränderungen nachweisen. Dies ergibt sich bereits aus der Definition des unteren Vorstrandes: Er liegt unterhalb der closure depth, also jener Grenztiefe, bis zu der morphologische Veränderungen nachweisbar sind. Darüber hinaus bleiben auch die Sedimentverteilungsmuster auf saisonalen Zeitskalen stabil.

Die Ausführungen über den Sedimenttransport im Gebiet Graal-Müritz erfordern eine großräumigere Betrachtung, da das Untersuchungsgebiet nur einen Teilbereich einer größeren morpho- und sedimentdynamischen Einheit darstellt. Innerhalb der Brandungszone vor Graal-Müritz ist der Netto-Transport in küstenparalleler Richtung nach NE orientiert (STEPHAN & SCHÖNFELDT, 1999). Dieser Küstenlängstransport stellt das dominierende Element des Sedimenttransportes innerhalb des Untersuchungsgebietes dar.

Neben diesem küstennahen Transport ist auch der Netto-Sedimenttransport im Seegebiet zwischen Rostocker Heide-Fischland-Westdarß und der Kadettrinne nach NE gerichtet (DAVIS et al., 1996). Ferner deuten Bodenformen (Riesenrippeln, Kometenmarken, Sandbänder u.a.) auf die selbe Transportrichtung hin und wurden von LEMKE et al. (1994) mit den im Bereich der Darßer Schwelle beobachteten lateralen Wasseraustauschprozessen in Verbindung gebracht. Vergleichbare Riesenrippeln konnten auch im Untersuchungsgebiet Graal-Müritz nachgewiesen werden. Dies legt den Schluss nahe, dass die beobachteten Riesenrippeln ebenfalls in Zusammenhang mit bodennahen Einstromereignissen von Nordseewasser zu sehen sind. Allerdings ist vor Graal-Müritz die E-Komponente der Transportrichtung stärker ausgeprägt. Besonders in den kleineren Riesenrippel-Formen dokumentiert sich darüber hinaus ein ebenfalls vorhandener nach W orientierter Transport. Aufgrund der insgesamt sehr variablen Strömungsverhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle (FENNEL, 1996) ist dieser Befund jedoch nicht überraschend.

Die Ausbildung großskaliger Bodenformen wie Riesenrippeln ist an eine Querschnittverengung des durchströmten Meeresbereichs gebunden, da nur so die erforderlichen Strömungsgeschwindigkeiten erreicht werden können. Riesenrippeln sind bei Strömungsgeschwindigkeiten von mehr als 70 cm/s stabil (REINECK & SINGH, 1980, DALRYMPLE et al., 1978). Hohe Strömungsgeschwindigkeiten > 100 cm/s treten nach KUIJPERS (1985) in der westlichen Ostsee sehr selten auf (Zeitskalen von Jahren). Sie sind an meteorologisch induzierte Wasserspiegelschwankungen in der westlichen Ostsee gebunden. Auch LEMKE et al. (1994) kommen zu dem Schluss, dass die für eine Wanderung der Riesenrippeln notwendigen Strömungsgeschwindigkeiten selten, d.h. auf Zeitskalen von Monaten bis Jahren erreicht werden. Ein Riesenrippelfeld im Fehmarnbelt ist nach WERNER et al. (1987) sogar über Zeiträume von Dekaden stabil geblieben.

Die wiederholten Seitensichtssonar-Vermessungen im Gebiet Graal-Müritz ließen keine signifikante Verlagerung der Riesenrippeln während des Untersuchungszeitraumes erkennen. Darüber hinaus deuten die abgerundeten Kämme und konvexen Luvseiten der Riesenrippeln nach WERNER et al. (1974) und WERNER & NEWTON (1975) auf längere Phasen der Inaktivität

hin. Auch die Strömungsgeschwindigkeiten blieben während des Messzeitraumes deutlich unter den kritischen Werten zur Initiierung einer Bewegung von Riesenrippeln. Diese Ergebnisse zeigen, dass nennenswerter küstenparalleler Transport durch Riesenrippeln im Bereich des unteren Vorstrandes vor Graal-Müritz nur auf langen Zeitskalen erfolgt. Darüber hinaus ist die Decke rezenter, mariner Sande vor der Rostocker Heide und entlang der Achse Fischlandkliff-Darßer Schwelle unterbrochen; statt dessen dominieren dort Restsedimente und Till (TAUBER & LEMKE, 1995, FIGGE et al., 2002). Insofern findet der Sandtransport auch nicht in einem durchgehenden Transportband statt (FIGGE et al., 2002).

6.2 Regeneration von Materialentnahmestellen

6.2.1 Regenerationsprozesse

Von den Regenerationsprozessen im Bereich der Lagerstätte Tromper Wiek 1 lässt sich aufgrund der gewonnenen Ergebnisse ein umfassendes Bild zeichnen. Die bei der Kiesentnahme mitgeförderten Sande werden in die Wassersäule gegeben und sedimentieren in unmittelbarer Nähe zum Entnahmeort, wobei beim Absinken aufgrund unterschiedlicher Sinkgeschwindigkeiten eine erste Fraktionierung stattfindet (vgl. Abbildung 43). Eine Remobilisierung dieser Sedimente erfolgt, wenn die für die jeweilige Korngröße kritischen Schubspannungen überschritten werden. Das Vorhandensein von Oszillationsrippeln auf den Sandflächen zeigt, dass dies im Untersuchungszeitraum für alle vorhandenen Korngrößen der Fall war. Bodennahe Strömungen können das remobilisierte Sediment lateral verfrachten.

Die auffälligen Veränderungen in der räumlichen Verteilung der Spillsande (Abbildung 44) sind auf Remobilisierung und Transport zurückzuführen. Die saisonal unterschiedliche Hydrodynamik (Abbildung 48) spiegelt sich in den wirkenden Schubspannungen (Abbildung 51) und schließlich in der Intensität der Veränderungen der Spillsandflächen wider: Die auffälligsten Veränderungen der Spillsandflächen traten zwischen Dezember 2000 und Juni 2001 auf und schlossen die energiereiche Frühlingsperiode mit ein.

Durch die Remobilisierung der Spillsande findet eine weitere Fraktionierung statt: Die zeitlichen Veränderungen in den Korngrößenverteilungen der Spillsande (Abbildung 55 und 59) zeigen eine Kornvergrößerung, die in der Mobilisierung und dem Abtransport von feinerem Material begründet liegt, während für die größten Bestandteile die notwendigen kritischen Schubspannungen zur Remobilisierung nur sehr selten überschritten werden. Auffälligerweise nehmen bei den Spillsanden des jüngeren Entnahmetrichters jene Fraktionen $>1,5 \phi^{\circ}$ ($< 354 \mu\text{m}$) in den Korngrößenverteilungen ab (Abbildung 59), die bei den Spill-

sanden des älteren Entnahmetrichters praktisch überhaupt nicht mehr vorkommen (Abbildung 55). Die größte Zunahme verzeichnen die Spillsande des jüngeren Entnahmetrichters (Abbildung 59) im Korngrößenbereich zwischen $1 \phi^\circ$ ($500 \mu\text{m}$) und $-1 \phi^\circ$ (2mm). Das entspricht jenem Korngrößenbereich, der bei den Spillsanden des älteren Entnahmetrichters (Abbildung 55) am häufigsten vertreten ist. Die Spillsande des älteren Entnahmetrichters stellen offensichtlich ein späteres bzw. „reiferes“ Stadium der Korngrößenfraktionierung dar, bei dem schon ein beträchtlicher Teil der feineren Fraktionen remobilisiert und entfernt wurde.

Die tiefen und in Bezug auf Wasserbewegungen relativ ruhigen Entnahmetrichter stellen potentielle Depositionsräume für die remobilisierten Spillsedimente dar. Dass die Spillsande in die Entnahmetrichter gelangen, kann anhand der entnommenen Sedimentkerne belegt werden. Die Spillsande des jüngeren Entnahmetrichters (Abbildung 59) zeigen eine auffällige Abnahme der Korngrößen $> 1,5 \phi^\circ$ ($< 354 \mu\text{m}$). Diese Korngrößen treten im Füllmaterial der Entnahmetrichter in den Kernen TW06/01-K4 und TW06/01-K6 (Abbildung 60 u. 62) fast ausschließlich auf. Eine Ausnahme bildet der Kern TW06/01-K5, dessen Sedimente auf andere Transportprozesse zurückzuführen sind (s.u.).

Des Weiteren zeigen sowohl Füllmaterial als auch Spillsande fein verteilte, zerriebene Muschelschalen und entsprechend hohe Karbonatgehalte. Die Oberflächensedimente aus der Tromper Wiek weisen dagegen niedrige Karbonatgehalte von durchschnittlich 1,4 Gew.-% auf (Tabelle 8). Die Karbonatgehalte des Füllmaterials liegen geringfügig höher als die der Spillsande, was durch eine leichte Anreicherung der fein verteilten, zerriebenen Muschelschalen zu erklären ist. Als Quelle für die zerriebenen Schalen fungieren ausgedehnte Miesmuschelkolonien auf den Kiesflächen, die beim Kiesabbau zermahlen und mit den Spillsanden sedimentiert werden. Schließlich konnten Tracersande, die auf den Spillsandflächen ausgebracht wurden, in allen Kernen nachgewiesen werden. Die Sedimentation erfolgte überwiegend von seewärtiger Seite.

Darüber hinaus lassen sich weitere Verfüllungsprozesse neben der Remobilisierung von Spillsanden erkennen:

- Gespilltes Material setzt sich direkt in einem Entnahmetrichter ab. Hinweise auf diesen Prozess liefert Kern VC 2047: Er weist oberhalb des Tills ein Sedimentpaket mit gradiertem Schichtung (Kornverfeinerung zum Hangenden) auf (Abbildung 63). Dieses kann als Sedimentation aus der Wassersäule heraus interpretiert werden.

- Die in Kern TW06/01-K5 angetroffenen Sedimente gleichen mit ihren Grobsand-Feinkies-Klasten in feinsandiger Matrix (Abbildung 61) „debris flows“ (MIDDLETON & HAMPTON, 1976). Diese lassen sich somit auf gravitativ bedingte, hangabwärtige Sedimentbewegungen zurückführen.
- Die Schilllagen bestehen aus ganzen Muschelschalen von *Mytilus sp.*. Diese werden ebenfalls durch Seegang und Strömungen in die Entnahmetrichter transportiert.
- Im jüngeren Entnahmetrichter lassen sich cm- bis dm-mächtige Lagen von feinsandig-tonigen Silten nachweisen. Aufgrund geringer Strömungsgeschwindigkeiten am Grund des Entnahmetrichters (vgl. KLEIN & MITTELSTAEDT, 2001) kommt es zur Sedimentation von feinkörnigem, partikulärem Material während relativ ruhiger Perioden. Taucherbeobachtungen deuten darauf hin, dass am Grund des Entnahmetrichters eine bodennahe Trübungsschicht existiert. Die Trübungsschicht kann über 40 cm mächtig sein.

In den Sandlagerstätten Tromper Wiek Ost und Graal-Müritz 1 erfolgt die Entnahme durch Schleppkopfbagger, die flache Furchen am Meeresboden erzeugen. Im Gegensatz zur Lagerstätte Tromper Wiek 1 wird das geförderte Material jedoch nicht gescreent, um unerwünschte Fraktionen zu spülen. Dem entsprechend muss die Verfüllung der Entnahmespuren durch die Umlagerung der am Meeresboden anstehenden rezenten, marinen Sande erfolgen.

In der Lagerstätte Tromper Wiek Ost ist dieser Prozess jedoch aufgrund der Seltenheit von Remobilisierungsereignissen nicht sehr effektiv. Die niedrigen Rückstreuungswerte innerhalb der teilweise verfüllten Entnahmespuren deuten darauf hin, dass in weitaus größerem Umfang feinkörniges Material in den Furchen zur Ablagerung gelangt.

In Analogie zur Lagerstätte Tromper Wiek 1 zeigt auch die Sandentnahmestelle Tromper Wiek Ost eine ausgeprägte Saisonalität in den Veränderungen der Entnahmespuren. Diese Änderungen treten zwischen den Winter- und Sommervermessungen auf, während zwischen Mai und Dezember 2000 keine signifikanten Unterschiede in den Sonographien erkennbar sind. Ursache hierfür ist ebenfalls die saisonal unterschiedliche Hydrodynamik in der Tromper Wiek.

6.2.2 Zeiträume der Regeneration

Kern VC2047 (Abbildung 63) weist oberhalb des liegenden Tillhorizonts 270 cm mächtige Verfüllungssedimente auf. Charakteristisch für das Material ist das Vorkommen von fein verteilten zerriebenen Muschelschalen. Der Kern wurde im März 2000, also nur 3 - 7 Monate

nach der Entstehung des jüngeren Entnahmetrichters entnommen. Das direkt über dem Till lagernde 126 cm mächtige Sedimentpaket mit gradierter Schichtung ist auf die direkte Sedimentation von gespillten Material zurückzuführen (s.o.). Es ist folglich unmittelbar nach dem Entnahmeprozess im Trichter sedimentiert. Im selben Entnahmetrichter wurde im September 2001 (21 - 25 Monate nach Entstehen des Trichters) Kern VC2060 (Abbildung 64) entnommen. Er weist Füllmaterial mit einer Mächtigkeit von 364 cm oberhalb des Tills auf.

Hieraus folgt, dass mehr als ein Viertel der gesamten Verfüllung bis September 2001 bereits unmittelbar während des Entnahmeprozesses durch direkt in den Entnahmetrichter sedimentierten Spill zur Ablagerung kam. Bis März 2000 waren bereits ca. zwei Drittel der Mächtigkeit vom September 2001 erreicht. In den letzten 1,5 a trug das sedimentierte Material nur noch etwa ein Drittel zur Gesamtmächtigkeit bei.

Anhand der Kurzkerne lassen sich weitere Angaben zur Geschwindigkeit der Sedimentation während des Untersuchungszeitraumes machen. Im Kern TW06/01-K5 wurde im Juni 2001 die im Januar 2001 am Grund des Entnahmetrichters ausgebrachte Tracerlage bei 38 cm angetroffen (Abbildung 61). Diese Sedimentation erfolgte in einem Zeitraum von 136 Tagen. In den anderen Kurzkernen konnte die Tracerlage zwar nicht identifiziert werden, doch lassen sich die auf den Spillsandflächen ausgebrachten Tracer bis in Tiefen von 31 - 35 cm nachweisen. Somit ist von einer ähnlich hohen Sedimentationsrate auszugehen.

Zusammenfassend zeigt sich eine relativ rasche Sedimentverfüllung zu Beginn (innerhalb weniger Monate) und eine anschließende Verlangsamung der Sedimentation. Dieses Verhalten ist eine typische Reaktion auf eine kurzzeitige Störung innerhalb eines (Küsten-)Systems (Abbildung 81): Ein kurzzeitiges Ereignis (hier: Materialentnahme) von ausreichender Intensität führt zu einer Störung im betrachteten System. Diese Störung wird (im Idealfall) nach Ablauf einer charakteristischen Relaxationszeit (entspricht dem Zeitraum der Regeneration) ausgeglichen (WOODROFFE, 2002). Eine solche Verlangsamung der ausgleichenden Prozesse nach einer Störung im System ist auch bei der Regeneration von Stränden nach Sturmperioden (THOM & HALL, 1991), der Regeneration von Sandwellen nach deren teilweiser Abtragung vor Hafeneinfahrten (KNAAPEN & HULSCHER, 2002) und der natürlichen Verfüllung eines Sandentnahmetrichters bei Pellworm (FIGGE et al., 2002) zu beobachten. Im untersuchten Falle hat die Verlangsamung folgende Ursachen:

- Der Prozess der direkten Sedimentation von Spillsanden sorgt anfangs für einen hohen Sedimentzuwachs. Später ist er nicht mehr wirksam.

- Aufgrund der trichterartigen Form der Entnahmestruktur nimmt die zu verfüllende Fläche nach oben hin zu. Somit ist selbst bei konstanten zugeführten Sedimentvolumina eine Verlangsamung der Aufwuchsgeschwindigkeit zwingend.
- Durch die Kornvergrößerung der Spillsande in Folge der selektiven Mobilisierung werden kritische Schubspannungen immer seltener überschritten.

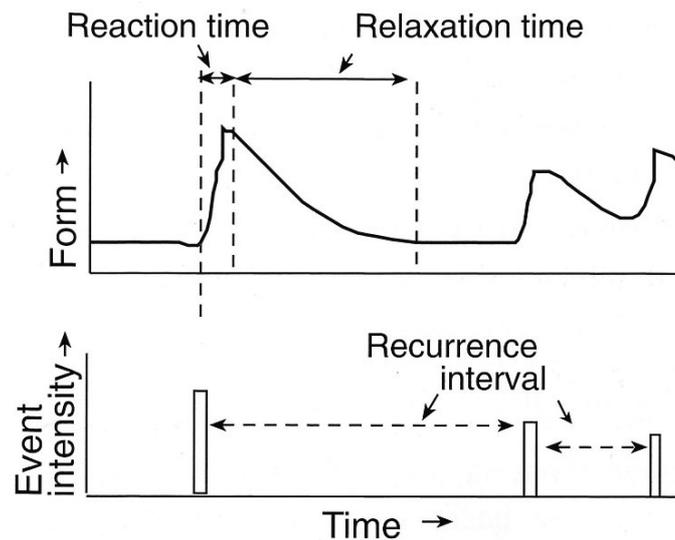


Abbildung 81: Reaktion eines Küstensystems auf eine kurzzeitige Störung (aus WOODROFFE, 2003).

Die Ergebnisse aus den Kernuntersuchungen und den Sonographie-Mosaiken der Lagerstätte Tromper Wiek 1 zeigen, dass eine Verfüllung der Entnahmetrichter länger als einige Jahre dauert: Entnahmen erfolgten seit 1988 und Aufnahmen des Entnahmegebietes existieren seit Dezember 1997. Die Ursache für die langsame Verfüllung liegt an der relativ niedrigen Remobilisierungshäufigkeit. Selbst wenn man die aus den Kurzkernen ermittelten Sedimentationsraten zu Grunde legt, so ist für eine vollständige Verfüllung ein Zeitraum von ca. 5 - 10 a anzusetzen. Aufgrund der Verlangsamung der Sedimentationsraten ist aber von deutlich längeren Zeiträumen auszugehen. Darüber hinaus stehen nur ca. 230.000 m³ Spillsande zur Verfügung um ca. 460.000 m³ Volumen zu verfüllen. Die Hälfte des Volumens müsste folglich mit Material verfüllt werden, das nicht aus der unmittelbaren Nähe der Trichter stammt. Aufgrund der geringen Verfügbarkeit von rezenten, marinen Sanden, der geringen Sedimentdynamik sowie der hohen Stabilität von Sedimentverteilungsmustern im unteren Vorstrand ist jedoch davon auszugehen, dass eine Verfüllung der Entnahmetrichter mit Sanden, die nicht aus der unmittelbaren Umgebung stammen, nur sehr langsam vonstatten geht.

Im Bereich der Lagerstätte Tromper Wiek Ost hat sich gezeigt, dass Entnahmespuren von 1989 heute noch deutlich sichtbar sind. Eine effektive Umlagerung der Sedimente ist aufgrund der Wassertiefen von ca. -20 mNN an Starkwindereignisse bzw. Stürme aus nordöstlichen Richtungen gekoppelt. Unter durchschnittlichen Bedingungen liegt der Bereich jenseits der aktiven Tiefe. Remobilisierungsereignisse waren im untersuchten Zeitraum sehr selten. Damit die Wellen im Bereich der Entnahmestelle Tromper Wiek Ost Grundberührung haben, sind gemäß der Gleichung für die Wellenbasis Wellenlängen $L > 40$ m erforderlich. Entsprechend lange Wellen treten in der Tromper Wiek nur episodisch auf. Dementsprechend spielt sich die Regeneration auf Zeitskalen von mehr als einer Dekade ab.

Ein anderes Bild liefert die Lagerstätte Graal-Müritz 1: Hier führte die relativ große Remobilisierungshäufigkeit und die Lage des Entnahmegebietes landwärts der aktiven Tiefe im Zusammenwirken mit der Abbaumethode zu einer raschen Verfüllung der Entnahmespuren. Die Furchen des Abbaus im November/Dezember 1999 waren bereits fünf Monate später vollständig verfüllt. Es ist davon auszugehen, dass die erhöhte Häufigkeit von Stürmen und Orkanen während und unmittelbar nach der Entnahmetätigkeit maßgeblich zu der sehr raschen Verfüllung beigetragen hat. Die Spuren der Entnahmen vom September/Oktober und Oktober/November 2000 waren dagegen nach sieben Monaten zwar überwiegend, jedoch nicht vollständig verfüllt. Während dieser Periode trat aber auch kein außergewöhnliches Sturmereignis auf, so dass nur die „gewöhnlichen“ Remobilisierungsprozesse wirkten.

Interessanterweise gibt es jedoch auch im Untersuchungsgebiet Graal-Müritz Bedingungen, unter denen eine vollständige Verfüllung selbst nach Jahren nicht abgeschlossen ist. Die in den Sonographien und Bathymetriedaten identifizierte küstennormale Rinne ist offensichtlich auf wiederholte Materialentnahmen zwischen November 1994 und Januar 1996 zurück zu führen. Als Ursache für die unvollständige Verfüllung ist die relativ große Abbautiefe von ca. 1,5 m anzusehen. Im Vergleich dazu lagen die durchschnittlichen Vertiefungen durch die Entnahmen im November/Dezember 1999, September/Oktober 2000 sowie Oktober/November 2000 mit Werten zwischen 0,32 bis 0,39 m deutlich niedriger. Ein wesentlicher Faktor für das Regenerationspotential und die -geschwindigkeit ist offensichtlich in der Entnahmetiefe zu sehen.

6.2.3 Einfluss auf umliegende Gebiete und Sedimenttransportsysteme

Die Kernuntersuchungen haben gezeigt, dass das Füllmaterial in den Entnahmetrichtern der Lagerstätte Tromper Wiek 1 überwiegend aus remobilisierten Spillsanden besteht, die

durch den Einfluss von Seegang und Strömungen in die Entnahmetrichter transportiert wurden. Somit handelt es sich um relativ kleinräumige Umlagerungsprozesse. Auch die direkte Sedimentation von Spill, Hangrutschungen und der Transport von Schill finden kleinräumig statt. Wie bereits erwähnt, dürfte sandiges Material, das nicht aus der unmittelbaren Umgebung (Spillsandflächen) entstammt, auf den beobachteten Zeitskalen für die Verfüllung eine sehr untergeordnete Rolle spielen. Die Sedimentation von feinkörnigem, partikulärem Material in den Entnahmetrichtern kann dagegen aus einem größeren Umfeld entstammen. Die beobachtete relativ große Mächtigkeit der bodennahen Trübungsschicht, die zum Liegenden in feinkörnige Sedimente übergeht, zeigt an, dass die Entnahmetrichter als Falle für feinkörniges, partikuläres Material aus einer größeren Umgebung fungieren.

Auch die (teilweise oder vollständige) Verfüllung der Entnahmespuren in den Lagerstätten Tromper Wiek Ost und Graal-Müritz 1 ist auf den beobachteten Zeitskalen an kleinräumige Umlagerungen durch Remobilisierungs- und Transportereignisse gebunden. Zusammenfassend folgt aus den Untersuchungen in den drei genannten Lagerstätten, dass der Einfluss auf umliegende Gebiete zumindest kurzfristig räumlich sehr begrenzt ist.

Obwohl keine Bilanzierungen des küstenparallelen und küstennormalen Sedimenttransportes in den beiden Untersuchungsgebieten Tromper Wiek und Graal-Müritz vorliegen, deuten doch die konzeptionellen Modelle darauf hin, dass der küstenparallele Transport überwiegend in einem schmalen Streifen in der Brandungszone lokalisiert ist. Küstenferner Sedimenttransport parallel zur Küste ist in der Tromper Wiek nicht erkennbar. Vor Graal-Müritz ist dieser zwar vorhanden, jedoch im Vergleich mit dem Küstenlängstransport in der Brandungszone von geringer Intensität.

Alle drei untersuchten Entnahmestellen liegen deutlich seewärts der Brandungszone. Der Einfluss, der durch die Materialentnahmen auf umliegende Gebiete ausgeübt wurde, war auf den beobachteten Zeitskalen räumlich sehr begrenzt. Deshalb kann gefolgert werden, dass zumindest kurzfristig keine nennenswerten Auswirkungen der Materialentnahmen auf den Küstenlängstransport innerhalb der Brandungszone entstanden.

Küstennormaler Sedimenttransport tritt in signifikantem Maß bis zur aktiven Tiefe einer Küste auf. Er ist somit in der Tromper Wiek unter durchschnittlichen Bedingungen auf Zeitskalen von einem Jahr auf den Tiefenbereich bis ca. -10 mNN begrenzt. Unter diesen Bedingungen liegen beide Lagerstätten außerhalb des Vorstrandes der Tromper Wiek und beeinflussen somit auch nicht den küstennormalen Sedimenttransport (Abbildung 82). Nur unter Starkwind- oder Sturmbedingungen geraten die Lagerstätten zeitweilig in den Einflussbereich des Vorstrandes. Unter solchen Bedingungen ist der küstennormale Transport in der Regel

seewärts gerichtet. Negative Auswirkungen für den Sedimenthaushalt der Küste sind unter diesen Bedingungen nicht zu erwarten. Mit wachsenden Beobachtungszeiträumen verschiebt sich die aktive Tiefe jedoch in größere Wassertiefen (vgl. Abbildung 9). Längerfristig liegt sie in der Tromper Wiek in ca. -15 mNN Wassertiefe. Dies hat zur Folge, dass für die Lagerstätte Tromper Wiek 1 langfristig ein Einfluss auf den Sedimenthaushalt der Küste nicht auszuschließen ist. Aufgrund der großen Wassertiefen von ca. -20 mNN in der Lagerstätte Tromper Wiek Ost sind negative Folgen der Materialentnahme für den Küstensedimenthaushalt relativ unwahrscheinlich.

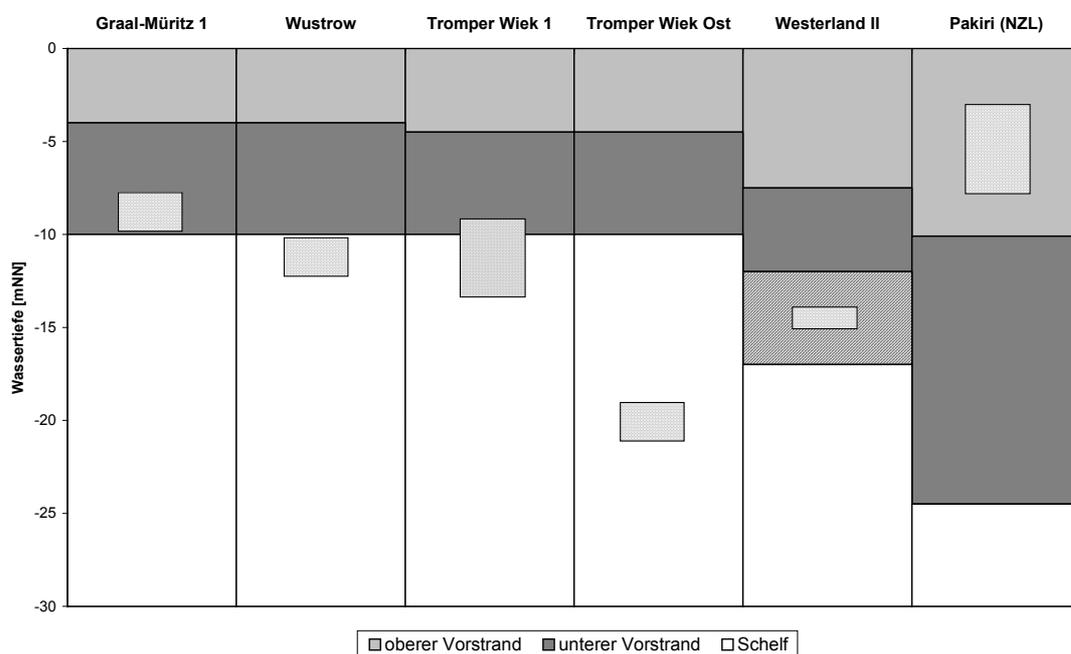


Abbildung 82: Lage der Entnahmestellen von 6 Lagerstätten relativ zur Vorstrandzonierung.

Im Gebiet Graal-Müritz erfolgten die Materialentnahmen am seewärtigen Ende des unteren Vorstrandes bezogen auf jährliche Durchschnittsbedingungen (Abbildung 82). Signifikanter küstennormaler Sedimenttransport ist dort unter durchschnittlichen Bedingungen zu erwarten. Ein Einfluss auf den Sedimenthaushalt der Küste ist somit möglich, zumal der untere Vorstrand langfristig (Jahrzehnte bis Jahrtausende) als Quelle für einen landwärtig gerichteten Netto-Sedimenttransport fungiert (COWELL et al., 2000). Ein langfristig negativer Einfluss der Materialentnahmen vor Graal-Müritz auf den Küstenlängstransport kann nicht völlig ausgeschlossen werden, bedarf aber noch näherer Untersuchungen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnten.

6.2.4 Vergleich mit anderen Entnahmegebieten

Die bisherigen Ausführungen haben Ergebnisse über Prozesse, Zeitskalen und mögliche Einflüsse der Regeneration von Materialentnahmestellen auf den Sedimenthaushalt von zwei charakteristischen Lokalitäten der südwestlichen Ostseeküste erbracht. Um diese Ergebnisse in einen größeren räumlichen Zusammenhang zu stellen und gebietsübergreifende Schlussfolgerungen zu erlauben, werden sie im Folgenden mit den in Kap. 2.4 erwähnten Studien verglichen.

Für tiefe, trichterförmige Lagerstätten lassen sich übergreifend ähnliche Verfüllungsprozesse feststellen. Sowohl im Gebiet Westerland II (FIGGE et al., 2002) als auch in der Lagerstätte Tromper Wiek 1 erfolgt die Verfüllung durch Hangrutschungen an den steilen Flanken der Trichter sowie durch die Sedimentation von feinkörnigem, partikulärem Material. Im Falle von Tromper Wiek 1 spielt darüber hinaus die Remobilisierung von gespillten Sanden eine bedeutende Rolle. Inwieweit der Transport von Sanden aus der näheren Umgebung der Entnahmetrichter in der Lagerstätte Westerland II von Bedeutung ist, lässt sich aufgrund der vorliegenden Daten nicht abschätzen. Ein so gearteter Transport ist jedoch nicht auszuschließen. In Analogie zur Lagerstätte Tromper Wiek 1 hat auch AUFFRET (1997) Sedimentabbrüche an den Trichterflanken, Einbringung von Sanden aus dem Umfeld und Schlicksedimentation als wesentliche Verfüllungsprozesse identifiziert.

Ein wichtiges Hilfsmittel zum Vergleich der unterschiedlichen Regenerationsgeschwindigkeiten ist die Lage der Entnahmestellen relativ zu oberem und unterem Vorstrand. Abbildung 82 zeigt diese Verhältnisse für die drei in dieser Arbeit untersuchten Gebiete sowie für die Entnahmestellen Wustrow (KRAUSE, 2002), Westerland II (FIGGE et al., 2002) und Pakiri, Neuseeland (HILTON & HESP, 1996). In allen Fällen handelt es sich um sandige Brandungsküsten; der Energieeintrag auf die Küstenabschnitte variiert jedoch sehr stark. Dies spiegelt sich in der unterschiedlichen Tiefenlage der closure depth und der aktiven Tiefe der einzelnen Gebiete wider. Die Entnahmestelle Pakiri liegt im Bereich des oberen Vorstrandes knapp seewärts des küstenparallelen Sandriffes (HILTON & HESP, 1996), Tromper Wiek Ost befindet sich dagegen auf dem Schelf seewärts der aktiven Tiefe. Die restlichen Lagerstätten sind in der Nähe der aktiven Tiefe des jeweiligen Küstenabschnitts lokalisiert, teils see- und teils landwärts von dieser.

Charakteristiken der sechs Entnahmestellen sind in Tabelle 12 zusammengefasst. Das Verhältnis $h : h_i$ gibt an, wo sich eine Lagerstätte in Bezug auf die aktive Tiefe befindet. Bei Werten unterhalb von 1 liegt die Lagerstätte auf dem Vorstrand, in den anderen Fällen auf dem Schelf. Mit wachsenden Werten für $h : h_i$ steigen auch die für eine vollständige Regeneration

der Lagerstätten benötigten Zeiträume an, da sich das Prozessgeschehen mit zunehmender Wassertiefe verlangsamt. Das Verhältnis $h : h_i$ kann somit prinzipiell als brauchbarer Kennwert für die Abschätzung der Regenerationsgeschwindigkeit einer Lagerstätte angesehen werden.

Tabelle 12: Charakteristische Größen von sechs Materialentnahmestellen im Vergleich.

Lagerstätte	Graal-Müritz 1	Wustrow ¹	Tromper Wiek 1	Tromper Wiek Ost	Westerland II ²	Pakiri, Neuseeland ³
Sediment	Sand	Sand	Kies	Sand	Sand	Sand
h [m]	8 - 10	10 - 12	9 - 13	19 - 21	14 - 15	3 - 8
Energieeintrag	niedrig	niedrig	niedrig	niedrig	mittel	hoch
h_c [m]	4	4	4,5	4,5	7,5	10,1
h_i [m]	10	10	10	10	12 - 17	24,5
h : h_i	0,9	1,1	1,1	2,0	≈ 1,0	0,2
Abbautiefe [m]	< 1 (1,5)	< 3	< 6	< 1	< 20	2
Zeiträume der Regeneration	Monate (Jahre)	Jahre - ?	Dekaden - ?	Dekaden - ?	Dekaden - ?	Stunden bis Tage

¹ nach Angaben aus KRAUSE (2002), h_c und h_i nach DETTE et al. (2001)

² nach Angaben aus FIGGE et al. (2002), h_c und h_i berechnet nach Daten aus SCHADE & KOHLHASE (1991) sowie KÖSTER (1979b)

³ nach Angaben aus HILTON & HESP (1996)

Dieses Verhältnis bestimmt jedoch nicht allein die Geschwindigkeit der Regeneration. Von Bedeutung ist auch die Korngröße des für die Verfüllung bereit stehenden Sediments sowie seine Verfügbarkeit. Mit wachsender Korngröße sinkt die Häufigkeit der Überschreitung der für die Remobilisierung des Sediments benötigten kritischen Schubspannungen. Ist weiterhin weniger Material verfügbar, als transportiert werden kann, so führt dies ebenfalls zu einer verlangsamen oder gar unvollständigen Verfüllung.

Ein weiterer wichtiger Faktor ist die Abbautiefe. Dies wurde bereits bei den Untersuchungen in der Lagerstätte Graal-Müritz deutlich (Kap. 6.2.2) und lässt sich auch aus Tabelle 12 ablesen. Trotz fast gleicher $h : h_i$ -Werte ist die Regenerationsgeschwindigkeit in den Lagerstätten Tromper Wiek 1 und Westerland II deutlich länger als in den Lagerstätten Wustrow und vor allem Graal-Müritz 1. Die Verfüllung tiefer Entnahmetrichter erfolgt offensichtlich nur in Gebieten mit hoher Sedimentverfügbarkeit und -dynamik relativ rasch, z.B. in der Lagerstätte Hohes Watt bei Pellworm im Bereich des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres (FIGGE et al., 2002).

Abgesehen von einer sehr langsamen Verfüllung von tiefen Entnahmetrichtern lassen sich in vielen Fällen auch qualitative Unterschiede im Verhältnis ursprüngliches Sediment zu Ver-

füllungsmaterial feststellen. Dies ist besonders in der Lagerstätte Tromper Wiek 1 offensichtlich. Aber auch die Sedimentation von feinkörnigem, partikulärem Material in den Trichtern der Lagerstätte Westerland II führt zu einer qualitativen Änderung des Materials. GAJEWSKI & USZINOWITZ (1993) stellten ebenfalls fest, dass das Verfüllungsmaterial deutlich feiner als das abgebaute Material war. Darüber hinaus ist im Falle des Abbaus fossiler Lagerstätten, wie z.B. Westerland II und Tromper Wiek 1 eine Regeneration im eigentlichen Sinne nicht möglich. Die abgebauten Sedimente sind unter anderen Umweltbedingungen als den heute am Ort der Entnahme herrschenden entstanden und somit im eigentlichen Sinne nicht regenerierbar. Angesichts der Tatsache, dass viele Kiessand-Lagerstätten in der südwestlichen Ostsee als fossil einzustufen sind (vgl. die genetische Klassifikation von Kiessand-Lagerstätten nach GROMOLL & STÖRR, 1989), ist eine Regeneration i.e.S. solcher Lagerstätten zumindest im Bereich des deutschen Ostseeschelfs fast auszuschließen.

Für die Entnahme von Material durch das Schleppkopfbaggerverfahren, das im Allgemeinen relativ flache Furchen am Meeresboden erzeugt, lässt sich auf der Grundlage der vorliegenden Daten konstatieren, dass bei ausreichender Sedimentverfügbarkeit und Sedimentdynamik eine Verfüllung innerhalb von Monaten (Graal-Müritz) bis Jahren (z.B. Ostküste Englands, KENNY & REES, 1996) möglich ist. Andererseits zeigt die Lagerstätte Tromper Wiek Ost, dass bei einer Entnahme seewärts der aktiven Tiefe auch für relativ flache Furchen eine Verfüllung im Bereich von Dekaden liegen kann. Damit wird diese Lagerstätte einerseits der Forderung gerecht, außerhalb der aktiven Küstenzone zu liegen, um negative Einflüsse auf den Sedimenthaushalt der angrenzenden Küste zu minimieren. Andererseits muss ein Materialabbau jenseits der aktiven Tiefe eines Küstenabschnittes unweigerlich lange Verfüllungszeiträume verursachen. Das andere Extrem stellt die Entnahmestelle Pakiri dar: Zwar verfüllen sich die Entnahmespuren innerhalb von Stunden bis Tagen, doch führt die Entnahme innerhalb des oberen Vorstrandes möglicherweise zu der beobachteten langsamen Regeneration des angrenzenden Strandes nach einem schweren Sturm (HILTON & HESP, 1996). Dieses Dilemma ist prinzipiell unlösbar. Letztendlich ist von Fall zu Fall zu entscheiden, ob lange Regenerationszeiträume hinnehmbar sind, oder ob eine begrenzte im Vergleich zum Sedimenthaushalt insignifikante Entnahmemenge innerhalb des Vorstrandes vertretbar ist. In beiden Fällen sind fundierte Kenntnisse über geologische Vorgeschichte, Sedimenthaushalt, Sedimentverfügbarkeit und Sedimentdynamik unerlässlich.

7. Schlussfolgerungen

Untersuchungen zur rezenten Sedimentdynamik und zur Regeneration von Materialentnahmestellen wurden in zwei unterschiedlich exponierten aber für die südwestliche Ostseeküste typischen Gebieten durchgeführt und die Ergebnisse mit anderen vergleichbaren Studien zusammenfassend diskutiert. Als zentrales Ergebnis kann festgehalten werden, dass die Regenerationsgeschwindigkeit im entscheidenden Maße von der Lage der Lagerstätte relativ zur aktiven Tiefe bzw. closure depth der jeweiligen Küste bestimmt wird. Weitere modifizierende Faktoren sind die Abbautiefe sowie die Korngröße des zur Verfüllung bereit stehenden Materials und seine Verfügbarkeit.

Dies hat zur Folge, dass für die Wahl des optimalen Standorts einer Lagerstätte immer ein ausgewogener Kompromiss zwischen relativ kurzen Regenerationszeiträumen und einer Minimierung des Eingriffs in den Küstensedimenthaushalt angestrebt werden sollte.

Bezüglich der Entnahmemethode sind flache Entnahmen mit dem Schleppkopfbagger-Verfahren prinzipiell tiefen Entnahmen mit dem Stechrohrbagger-Verfahren vorzuziehen, um lange Regenerationszeiträume zu vermeiden. Neben den langen Regenerationszeiträumen führt die tiefe Entnahme offensichtlich gebietsübergreifend zur Akkumulation von feinkörnigem, partikulärem Material aufgrund der Wirkungsweise der tiefen Entnahmetrichter als Sinkstofffallen. Da an den Transport des feinkörnigen, partikulären Materials auch die Verfrachtung von Nähr- und Schadstoffen (Schwermetalle und organische Schadstoffe) gekoppelt ist (LÖFFLER et al. 2000), sollte eine Anreicherung dieser Stoffe in den Entnahmetrichtern wahrscheinlich sein. In den feinkörnigen Ablagerungen der Entnahmetrichter im Gebiet Westerland II konnten Chlorkohlenwasserstoffe (CKW) und polyzyklische aromatische Kohlenstoffe (PAK) bereits nachgewiesen werden (FIGGE et al., 2002).

Des Weiteren sollte die Materialentnahme auf Gebiete beschränkt bleiben, in denen potentielles Verfüllungsmaterial in ausreichendem Maße verfügbar ist, um eine rasche Regeneration zu gewährleisten.

Es sei noch einmal ausdrücklich betont, dass für die Wahl eines geeigneten Standorts fundamentale Kenntnisse über den geologischen Bau und die rezente Sedimentdynamik vonnöten sind. Diese sollten u.a. die Lage der seewärtigen Begrenzungen des Vorstrandes, die Verfügbarkeit von mobilen Sanden und das mögliche Vorhandensein von Sedimenttransportsystemen umfassen. Genauso wichtig ist es, bei der Festlegung der seewärtigen Begrenzungen des Vorstrandes geeignete Zeitskalen zu wählen, da sich diese Grenzen mit wachsenden Zeitskalen seewärts verschieben (NICHOLLS et al., 1998a und Abbildung 9) und selbst der

untere Vorstrand langfristig Material für den Aufbau von Stränden zur Verfügung stellt (COWELL et al., 2000).

8. Danksagung

Herrn Prof. Dr. Peter Stoffers danke ich für die Vergabe und Begutachtung der vorliegenden Arbeit. Herrn Prof. Dr. Karl Stattegger sei für die freundliche Übernahme des Korreferats gedankt.

Mein spezieller Dank gilt Herrn Dr. Klaus Schwarzer für die Initiierung und fachliche Betreuung dieser Arbeit. Er hat durch seine Anregungen, Diskussionsbereitschaft und konstruktive Kritik wesentlich zum Gelingen beigetragen.

Danken möchte ich weiterhin den Partnerinnen und Partnern des Projektes „Regenerierung von Materialentnahmestellen in der Nord- und Ostsee“ unter Leitung von Dr. Klaus Figge und Dr. Manfred Zeiler vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, sowie den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern Dr. Karin Griewatsch und Rolf Kunze. Ralf Berger und Holger Klein stellten freundlicherweise die Seegangs- und Strömungsdaten zur Verfügung. Letzteren danke ich weiterhin für die Unterstützung bei Fragen zur Hydrodynamik

Des Weiteren gilt mein Dank den Kolleginnen und Kollegen, mit denen ich mich im Rahmen des Projektes „BASYS“ austauschen konnte. Insbesondere seien hier Prof. Dr. Ralf-Otto Niedermeyer (Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie Mecklenburg-Vorpommern), Dr. Walter Schumacher (Universität Greifswald) und vor allem Prof. Dr. Magnus Larson (Universität Lund, Schweden) genannt.

Diese Arbeit wäre ohne die technische Unterstützung der nachfolgenden Personen und Institutionen in diesem Umfang nicht möglich gewesen. Dafür sei ihnen herzlich gedankt:

- Helmut Beese und Erik Steen vom Hydroakustik-Labor des Instituts für Geowissenschaften in Kiel,
- dem Kapitän Volker Ohl und der Besatzung von FK Littorina des Instituts für Meereskunde in Kiel,
- der wissenschaftlichen Tauchgruppe des Instituts für Geowissenschaften unter der Leitung von Theo Kollatschni,
- Norbert und Siegrid Mühlhan, Bärbel Burmeister, Vera Hennig und Beatrix Hecht vom Institut für Geowissenschaften.

Ein weiterer Dank richtet sich an meine Kolleginnen und Kollegen Elimar Precht (Max-Planck-Institut für marine Mikrobiologie, Bremen), Olaf Jakobsen (Geomar), Dr. Friedrich Werner (ehemals Institut für Geowissenschaften in Kiel), Dr. Jochen Chr. Krause (Bundesamt für Naturschutz, Insel Vilm), Dr. habil. Wolfram Lemke (Institut für Ostseeforschung, Warnemünde), Dr. Kerstin Schrottke (Forschungszentrum Ozeanränder, Bremen), Dr. Klaus Rick-

lefs (Forschungs- und Technologiezentrum Westküste, Büsum), Dirk Lorenzen (Ökologiezentrum, Kiel), Dr. Christian Winter, Fernando Toro und Jort Wilkens (alle Coastal Research Laboratory, Kiel), die mir bei den unterschiedlichsten Problemstellungen wichtige Hilfe boten.

Der Deutsche Wetterdienst stellte freundlicherweise Winddaten zur Verfügung. Das Wasser- und Schifffahrtsamt Stralsund lieferte Pegeldata. Luftbilder wurden vom Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern geliefert. Das Bergamt in Stralsund, das staatliche Amt für Umwelt und Natur in Rostock und die Firma Anton Müsing GmbH & Co. KG stellten freundlicherweise Daten über die geförderten Sedimentmengen bereit.

Nicht unerwähnt bleiben sollen die wissenschaftlichen Hilfskräfte Sebastian Scholz und Stefan Weiel, sowie Babette Trieschmann und Salahuddin Husein, die mit ihren Diplom- bzw. Masters-Arbeiten wesentliche Hintergrundinformationen für dieses Werk erarbeitet haben.

Diese Arbeit basiert auf Daten von Forschungsprojekten, die von der Europäischen Union und dem Bundesministerium für Bildung und Forschung finanziert wurden.

Ein besonderer Dank gilt meiner Freundin Berrit Bredemeier für das von ihr aufgebrachte Verständnis und den Rückhalt während der vergangenen arbeitsintensiven Jahre.

9. Arbeitsgrundlagen

- AMT FÜR LAND- UND WASSERWIRTSCHAFT UND DAS LANDESAMT FÜR WASSERHAUSHALT UND KÜSTEN
SCHLESWIG-HOLSTEIN, LEICHTWEIß-INSTITUT FÜR WASSERBAU DER TECHNISCHEN UNIVERSITÄT
BRAUNSCHWEIG & GEOLOGISCH-PALÄONTOLOGISCHES INSTITUT UND MUSEUM DER UNIVERSITÄT KIEL
(1997): Vorstranddynamik einer tidefreien Küste. - Abschlußbericht: 232 S. u. Anh.; Kiel.
- AUFFRET, J.P. (1997): Morphologie et couverture sédimentaire de la carrière sous-marine d'extraction
experimentale de granulats en Baie de Seine, dite "Souillee CNEXO". - Unveröff. Bericht, Universität von
Caen; Caen.
- BOBERTZ, B. (1996): Untersuchung der regionalen Verteilung granulometrischer Eigenschaften der
Oberflächensedimente der Pommernbucht mit geostatistischen Verfahren und ihre genetische Interpretation. -
Dipl.-Arb. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald: 53 S.; Greifswald.
- DIESING, M., FURMANCZYK, K., HANSON, H., NIEDERMEYER, R.-O. & PRUSZAK, Z. (1999): Present fluxes of
inorganic matter in Pomeranian Bay. - Third BASYS Annual Science Conference, 20.-22.09.1999,
Warnemünde, Germany: 90-94; Warnemünde.
- FIGGE, K., ZEILER, M., GRIEWATSCH, K., MITTELSTAEDT, E., KLEIN, H., SCHWARZER, K. & DIESING, M. (2002):
KFKI-Projekt Regenerierung von Materialentnahmestellen in Nord- und Ostsee. - Abschlussbericht,
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie: 94 S.; Hamburg.
- GORDON, R.L. (1996): Acoustic doppler current profiler. Principles of operation, a practical primer. - 2. Aufl., 52
S.; San Diego.
- HOWD, P.A., & BIRKEMEIER, W.A. (1987): Beach and nearshore survey data; 1981-1984, CERC Field Research
Facility, Technical Report CERC-87-9, U. S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station: 139
S.; Vicksburg.
- HUSEIN, S. (2001): Geological built-up and Holocene evolution of the coastal area off Graal-Müritz and
Wustrow (Fischland, Mecklenburg-Vorpommern) - M.Sc. Thesis Univ. Kiel, 58 S. und Anhang; Kiel.
- KRAUSE, G. (1996): Geomorphologie des Küstenvorfeldes von Fischland, Darß und Zingst als Grundlage eines
integrierten Küstenzonenmanagements. - Dipl.-Arb. Univ. Kiel, 143 S.; Kiel.
- KRAUSE, J.C. (2002): The effects of marine sediment extraction on sensitive macrozoobenthic species in the
southern Baltic Sea. - Diss. der Math.-Nat. Fak. der Univ. Rostock, 127 S; Rostock.
- LEE, G.-H., & BIRKEMEIER, W.A. (1993): Beach and Nearshore Survey Data: 1985-1991 CERC Field Research
Facility, Technical Report CERC-93-3, U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station: 26
S.; Vicksburg.
- MUTZKE, A. (1996): Zur Rolle mesoskaliger Dynamik bei Wasserbildung in der Ostsee. - Abschlußbericht
BMBF-Projekt, Institut für Ostseeforschung Warnemünde; Warnemünde.
- RESIO, D.T. (1993): Program WAVAD: Global/regional wave model for wave prediction in deep and/or shallow
water. - Offshore & Coastal Technologies Inc. (OCTI): 26 S; Vicksburg.
- SCHADE, D. & KOHLHASE, S. (1991): Seegangsklima-Untersuchungen für die Insel Sylt unter Einschluß von
Richtungsspektren. - In: BMFT (Hrsg.): Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt; Statusseminar 1991: 31-
49; Bonn.

SORGE, W. & HINZ (2000): Sand- und Kiesgewinnung im Bereich der Ostsee vor Mecklenburg-Vorpommern - ihre Bedeutung und die Berücksichtigung des Umweltvorsorgeprinzips in der bergbaubehördlichen Genehmigungspraxis. - In: BMWT (Hrsg.): Der Bergbau in der Bundesrepublik Deutschland 2001: 23-25; Berlin.

TRIESCHMANN, B. (2000): Untersuchungen zum geologischen Bau der Tromper Wiek/Rügen mit flachseismischen Methoden. - Dipl.-Arb. Univ. Kiel: 75 S. und Anhang; Kiel.

10. Literatur

- AAGAARD, T. & GREENWOOD, B. (1994): Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone. - *Marine Geology*, **118** (1-2): 23-48; Amsterdam.
- AAGAARD, T. & MASSELINK, G. (1999): The surf zone. - In: SHORT, A.D. (Hrsg.): *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*: 72-118; Chichester (Wiley).
- AAGAARD, T., GREENWOOD, B. & NIELSEN, J. (1997): Mean currents and sediment transport in a rip channel. - *Marine Geology*, **140** (1-2): 25-45; Amsterdam.
- AAGAARD, T., NIELSEN, J. & GREENWOOD, B. (1998): Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach. - *Marine Geology*, **148** (3-4): 203-225; Amsterdam.
- ALLEN, J.R.L. (1982): Sedimentary structures, their character and physical basis. - *Developments in Sedimentology*, **30 A**: 593 S., Amsterdam (Elsevier).
- ALPHEN, J.S.L.J. VAN, HALLIE, F.P., RIBBERINK, J.S., ROELVINK, J.A. & LOUISSE, C.J. (1990): Offshore sand extraction and nearshore profile nourishment. - *Twenty-second Coastal Engineering Conference : proceedings of the international conference, July 2-6, 1990, Delft, The Netherlands: 1998-2009*; New York (ASCE).
- ALTENKIRCH, J. & EIBEN, H. (1979): Einsatz von sonographischen Geräten für die Sandsuche zur Deichverstärkung Probstei. - *Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts der Technischen Universität Braunschweig*, **65**: 211-240; Braunschweig.
- ANTHONY, D. & LETH, J.O. (2002): Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North Sea off the Danish west coast. - *Marine Geology*, **182** (3-4): 247-263; Amsterdam.
- ATZLER, R. (1995): Der pleistozäne Untergrund der Kieler Bucht und angrenzender Gebiete nach reflexionsseismischen Messungen. - *Berichte - Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **70**: 116 S.; Kiel.
- BAGNOLD, R.A. (1956): Flow of cohesionless grains in fluids. - *Philosophical Transactions Royal Society London*, **249**: 235-297; London.
- BEACH, R.A. & STERNBERG, R.W. (1988): Suspended sediment transport in the surf zone: Response to cross-shore infragravity motion. - *Marine Geology*, **80**: 61-79; Amsterdam.
- BENNIKE, O. & JENSEN, J.B. (1998): Late- and postglacial shore level changes in the southwestern Baltic Sea. - *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **45**: 27-38; Copenhagen.
- BIRKEMEIER, W.A. (1985): Field data on seaward limit of profile change. - *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, **111** (3): 598 - 602; Reston.
- BIRKEMEIER, W.A., NICHOLLS, R.J. & LEE, G. (1999): Storm groups and morphologic change in the nearshore. - *Coastal sediments '99 : proceedings of the 4th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes, Hauppauge, Long Island, New York, June 21-23, 1999*: 269-295; Reston (ASCE).
- BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. - *Quaternary International*, **27**: 19-40; Oxford.
- BJÖRCK, S. & MÖLLER, P. (1987): Late Weichselian environmental history in southeastern Sweden during the deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet. - *Quaternary Research*, **28**: 1-37; San Diego.

- BLOMGREN, S., LARSON, M. & HANSON, H. (2001): Numerical modeling of the wave climate in the southern Baltic Sea. - *Journal of Coastal Research*, **17** (2): 342-352; West Palm Beach.
- BLONDEL, P. & MURTON, B.J. (1997): *Handbook of seafloor sonar imagery*. - 314 S.; Chichester (Wiley).
- BOULTON, G.S., DONGELMANS, P., PUNKARI, M. & BROADGATE, M. (2001): Paleoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. - *Quaternary Science Reviews*, **20** (4): 591-625; Oxford.
- BOWEN, A.J. & INMAN, D.L. (1969): Rip currents, 2: Laboratory and field observations. - *Journal of Geophysical Research*, **74** (23): 5479-5490; Washington.
- CARTER, R.W.G. (1988): *Coastal Environments*. - 617 S.; London (Academic Press).
- CERC (1984): *Shore protection manual*. - 4. Aufl., 1282 S; Washington (US Government printing office).
- COOK, D.O. (1970): The occurrence of geologic work of rip currents off southern California. - *Marine Geology*, **9**: 173-186; Amsterdam.
- COOK, D.O. (1982): Nearshore bedform patterns along Rhode Island from side-scan sonar surveys-discussion. - *Journal of Sedimentary Petrology*, **52** (2): 677-679; Tulsa.
- COWELL, P.J., HANSLOW, D.J. & MELEO, J.F. (1999): The shoreface. - In: SHORT, A.D. (Hrsg.): *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*: 39-71; Chichester (Wiley).
- COWELL, P.J., STIVE, M.J.F., ROY, P.S., KAMINSKY, G.M., BUIJSMAN, M.C., THOM, B.G. & WRIGHT, L.D. (2000): Shoreface sand supply to beaches. - *Coastal engineering 2000: conference proceedings*, July 16-21, 2000, Sydney, Australia: 2495-2508; Reston (ASCE).
- DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. & GREENWOOD, B. (1976): Facies relationships on a barred coast, Kouchibouguac Bay, New Brunswick, Canada. - In: DAVIS, R.A. & ETHINGTON, R.L. (Hrsg.): *Beach and nearshore sedimentation*. - *SEPM Special Publication*, **24**: 149-168; Tulsa.
- DALRYMPLE, R.W., KNIGHT, R.J. & LAMBIASE, J.J. (1978): Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. - *Nature*, **275**: 100-104; London.
- DAVIS, J.C., HARFF, J., LEMKE, W., OLEA, R.A., TAUBER, F. & BOHLING, G. (1996): Analysis of Baltic sedimentary facies by regionalized classification. - *Geowissenschaften*, **14** (2): 67-72; Berlin.
- DAVIS, K.S., SLOWEY, N.C., STENDER, I.H., FIEDLER, H., BRYANT, W.R. & FECHNER, G. (1996): Acoustic backscatter and sediment textural properties of inner shelf sands, northeastern Gulf of Mexico. - *Geo-Marine Letters*, **16** (3): 273-278; Berlin.
- DETTE, H.-H., RAUDKIVI, A.J. & OUMERACI, H. (2001): Morphologische Änderungen des Unterwasserstrandes an der Westküste des Fischlandes. - *Die Küste*, **64**: 201-234; Heide.
- DOBSON, P.J. & DRAPER, L. (1965): Rip currents on a Cornish beach. - *Nature*, **206**: 1249; London.
- ECKART, C. (1952): The propagation of waves from deep to shallow water. - *National Bureau of Standards, Circular*, **521**: 165-173; Washington.
- EMEIS, K.-C., ENDLER, R., STRUCK, U. & KOHLY, A. (2002): The post-glacial evolution of the Baltic Sea. - In: WEFER, G., BERGER, W., BEHRE, K.-E. & JANSEN, E. (Hrsg.): *Climate development and history of the North Atlantic realm*: 205-221; Berlin (Springer).
- EMERY, K.O. (1968): Relict sediments on continental shelves of world. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **52** (3): 445-464; Tulsa.

- ERONEN, M., GLÜCKERT, G., HATAKKA, L., VAN DE PLASSCHE, O., VAN DER PLICHT, J. & RANTALA, P. (2001): Rates of Holocene isostatic uplift and relative sea-level lowering of the Baltic in SW Finland based on studies of isolation contacts. - *Boreas*, **30** (1): 17-30; Oslo.
- EXON, N.F. (1975): An extensive offshore sand bar field in the western Baltic Sea. - *Marine Geology* **18**: 197-212; Amsterdam
- 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; London.
- FENNEL, W. (1996): Wasserhaushalt und Strömungen. - In: RHEINHEIMER, G. (Hrsg.): *Meereskunde der Ostsee*. - 2. Aufl.: 56-67; Berlin (Springer).
- FISH, J.P. & CARR, H.A. (1990): Sound underwater images. A guide to the generation and interpretation of side scan sonar data. - 188 S.; Orleans (Lower Cape Publishing).
- FLEMING, K., JOHNSTON, P., ZWARTZ, D., YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. (1998): Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. - *Earth and Planetary Science Letters*, **163** (1-4): 327-342; Amsterdam.
- FLEMMING, B.W. (1976): Side-scan sonar: a practical guide. - *International Hydrographic Review*, **53** (1): 65-92; Monaco.
- GAJEWSKI, L.S. & USZINOWITZ, S. (1993): Hydrologic and sedimentologic aspects of mining aggregate from the Slupsk Bank (Baltic Sea). - *Marine Georesources and Geotechnology*, **11** (3): 229-244; London.
- GAYER, G., GÜNTHER, H. & WINKEL, N. (1995): Wave climatology and extreme value analysis for the Baltic Sea area off the Warnemünde harbour entrance. - *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **47** (2): 109-130; Hamburg.
- GELLERT, J.F., HEYER, E. & NEUMEYER, G. (1985): Ergebnisse morphographischer und morphodynamischer Untersuchungen am Seestrand der Schaabe (Nord-Rügen). - *Acta Hydrophysica*, **29** (2-3): 93-152; Berlin.
- GÖTSCHMANN, G., KRONE, H., PIEHL, H.-D., SCHORLEMMER, J. & ZERCHE, M. (1989): Klimadaten der Deutschen Demokratischen Republik, ein Handbuch für die Praxis. - Reihe B, **4**; Potsdam (Meteorologischer Dienst der Deutschen Demokratischen Republik).
- GOFF, J.A., OLSON, H.C. & DUNCAN, C.S. (2000): Correlation of side-scan backscatter intensity with grain-size distribution of shelf sediments, New Jersey margin. - *Geo-Marine Letters*, **20** (1): 43-49; Berlin.
- GRACIA, V., JIMENEZ, J.A., SANCHEZ-ARCILLA, A., GUILLEN, J. & PALANQUES, A. (1998): Short-term relatively deep sedimentation on the Ebro delta coast. Opening of closure depth. - *Coastal engineering 1998 : conference proceedings*, June 22-26, 1998, Falconer Hotel, Copenhagen, Denmark: 2888-2901; Reston (ASCE).
- GRAMSCH, B. (1978): Die Lietzow-Kultur Rügens und ihre Beziehungen zur Ostseegeschichte. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **122** (3): 155-164; Gotha.
- GREENWOOD, B. (1987): Sediment balance and bar morphodynamics in a multiple bar system: Georgian Bay, Canada. - In: GARDINER, V. (Hrsg.): *International Geomorphology 1986*, **1**: 1119-1143; New York (Wiley).
- GREENWOOD, B. & DAVIDSON-ARNOTT, R.G.D. (1979): Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. - *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16** (2): 312-332; Ottawa.
- GREENWOOD, B. & MITTLER, P.R. (1984): Sediment flux and equilibrium slopes in a barred nearshore. - *Marine Geology*, **60**: 79-98; Amsterdam.

- GROMOLL, L. & STÖRR, M. (1989): Zur Geologie und Genese der Kiessand-Lagerstätten der südwestlichen Ostsee. - *Zeitschrift für angewandte Geologie*, **35** (10-11): 314-322; Berlin.
- GÜNTHER, H., ROSENTHAL, W., WEARE, T.J., WORTHINGTON, B.A., HASSELMANN, K. & EWING, J.A. (1979): A hybrid parametrical wave prediction model. - *Journal of Geophysical Research*, **84** (C9): 5727-5738; Washington.
- GURWELL, B. (1989): Grundsätzliche Anmerkungen zur langfristigen Abrasionswirkung und ihrer Quantifizierung. - *Mitteilungen der Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser- und Grundbau*, **54**: 22-39; Berlin.
- HAINES, J.W. & SALLENGER, A.H. (1994): Vertical structure of mean cross-shore currents across a barred surf zone. - *Journal of Geophysical Research*, **99** (C7): 14223-14242; Washington.
- HALLERMEIER, R.J. (1978): Uses for a calculated limit depth to beach erosion. - *Proceedings of the Sixteenth Coastal Engineering Conference: Aug. 27 to Sept. 3, 1978, Hamburg, Germany: 1493-1512*; New York (ASCE).
- HALLERMEIER, R.J. (1981): A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. - *Coastal Engineering*, **4**: 253-277; Amsterdam.
- HASSELMANN, K., BARNETT, T.P., BOUWS, E., CARLSON, H., CARTWRIGHT, D.E., ENKE, N.K., EWING, J.A., GLENAPP, H., HASSELMANN, D.E., KRUSMAN, P., MEERBURG, A., MULLER, P., OLBERS, D.J., RICHTER, K., SELL, W. & WALDEN, H. (1973): Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). - *Deutsche Hydrographische Zeitschrift Suppl.*, **A 12**: 1-96; Hamburg.
- HELCOM (1999): Marine sediment extraction in the Baltic Sea - Status report. - *Baltic Sea Environment Proceedings*, **76**: 31 S.; Helsinki. (Helsinki Commission).
- HILTON, M.J. & HESP, P. (1996): Determining the limits of beach-nearshore sand systems and the impact of offshore coastal sand mining. - *Journal of Coastal Research*, **12** (2): 496-519; Fort Lauderdale.
- HOLLER, P. (1995): *Arbeitsmethoden der marinen Geowissenschaften*. - 150 S.; Stuttgart (Enke).
- HOLMAN, R.A. & BOWEN, A.J. (1982): Bars, bumps, and holes: Models for the generation of complex beach topography. - *Journal of Geophysical Research*, **87** (C1): 457-468; Washington.
- HUNTER, R.E., CLIFTON, H.E. & PHILLIPS, R.L. (1979): Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. - *Journal of Sedimentary Petrology*, **49** (3): 711-726; Tulsa.
- JANKE, W. (1995): Kühlungsborn - Rostocker Heide. - In: DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): *Die deutsche Ostseeküste*. - *Sammlung Geologischer Führer*, **88**: 154-160; Berlin (Bornträger).
- JANKE, W. & LAMPE, R. (1998): Die Entwicklung der Nehrung Fischland-Darß-Zingst und ihres Umlandes seit der Litorina-Transgression und die Rekonstruktion ihrer subrezentenen Dynamik mittels historischer Karten. - *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Bd.*, **112**: 177-194; Berlin.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (2000): Zu Veränderungen des Meeresspiegel an der vorpommerschen Küste in den letzten 8000 Jahren. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **28** (6): 585-600; Berlin.
- JENSEN, J.B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1997): The Baltic Ice Lake in the southwestern Baltic: sequence-, chrono- and biostratigraphy. - *Boreas*, **26**: 217-236; Oslo.

- JONSSON, I.G. (1966): Wave boundary layers and friction factors. - Proceedings of the 10th International Coastal Engineering Conference, Washington, DC: 127-146; New York (ASCE).
- KENNY, A.J. & REES, H.L. (1994): The effects of marine gravel extraction on the macrobenthos: early post-dredging recolonization. - Marine Pollution Bulletin, **28** (7): 442-447; London.
- KENNY, A.J. & REES, H.L. (1996): The effects of marine gravel extraction on the macrobenthos: Results 2 years post-dredging. - Marine Pollution Bulletin, **32** (8-9): 615-622; Oxford.
- KLEIN, H. (2003): Investigating sediment remobilisation due to wave action by means of ADCP echo intensity data. - Estuarine, Coastal and Shelf Science; Amsterdam. [eingereicht]
- KLEIN, H. & MITTELSTAEDT, E. (2001): Strömungen und Seegangsverhältnisse vor Graal-Müritz und in der Tromper Wiek. - Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, **26**: 162 S; Hamburg.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1982): Der holozäne Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordöstlichen Küstengebiet der DDR. - Petermanns Geographische Mitteilungen, **126** (2): 65-74; Gotha.
- KLIEWE, H. & JANKE, W. (1991): Holozäner Küstenausgleich im südlichen Ostseegebiet bei besonderer Berücksichtigung der Boddenausgleichsküste Vorpommerns. - Petermanns Geographische Mitteilungen, **135** (1): 1-14; Gotha.
- KNAAPEN, M.A.F & HULSCHER, S.J.M.H. (2002): Regeneration of sand waves after dredging. - Coastal Engineering, **46** (4): 277-289; Amsterdam.
- KOLAX, M. & HUPFER, P. (1999): Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation und die Veränderlichkeit des Seegangs vor der deutschen Ostseeküste. - Die Küste, **61**: 111-125; Heide.
- KÖSTER, R. (1979a): Die Sedimente im Küstenbereich der Probstei. - Mitteilungen des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der TU Braunschweig, **65**: 166-189; Braunschweig.
- KÖSTER, R. (1979b): Dreidimensionale Kartierung des Seegrundes vor den Nordfriesischen Inseln. - In: DFG: Sandbewegung im Küstenraum: Rückschau, Ergebnisse und Ausblick; ein Abschlußbericht: 146-168; Bonn (DFG).
- KOLP, O. (1986): Entwicklungsphasen des Ancylyssees. - Petermanns Geographische Mitteilungen **130** (2): 79-94; Gotha.
- KOMAR, P.D. (1998): Beach Processes and sedimentation. - 2. Aufl.: 543 S; New Jersey (Prentice Hall).
- KRAUSE, J.C., NORDHEIM, H. VON & GOSSELCK, F. (1996): Auswirkungen submariner Kiesgewinnung auf die benthische Makrofauna in der Ostsee vor Mecklenburg-Vorpommern. - Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Supplement, **6**: 189-199; Hamburg.
- KRUMBEIN, W.C. (1936): Application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. - Journal of Sedimentary Petrology **6** (1): 35-47; Tulsa.
- KUIPERS, A. (1985): Current-induced bedforms in the Danish straits between Kattegat and Baltic Sea. - Meyniana, **37**: 97-127; Kiel.
- LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. (2001): Sea level change through the last glacial cycle. - Science, **292** (5517): 679-686; Washington.
- LARSON, M. (1995): Model for decay of random waves in the surf zone. - Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, **121**: 1-12; Reston.
- LEFEBVRE, C. (2000): Orkantief "Anatol" vom 3./4. Dezember 1999. - In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 1999: 7-11; Offenbach (DWD).

- LEMKE, W. (1992): Zur Korngrößenverteilung psammitischer Sedimente im Bereich der Darßer Schwelle. - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, **20** (5-6): 483-492; Berlin.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. - Meereswissenschaftliche Berichte, **31**: 156 S; Rostock-Warnemünde.
- LEMKE, W. & KUIJPERS, A. (1995): Late Pleistocene and early Holocene paleogeography of the Darss sill area, southwestern Baltic. - Quaternary International, **27**: 73-81; Oxford.
- LEMKE, W., KUIJPERS, A., HOFFMANN, G., MILKERT, D. & ATZLER, R. (1994): The Darss Sill, hydrographic threshold in the southwestern Baltic: Late Quaternary geology and recent sediment dynamics. - Continental Shelf Research, **14** (7-8): 847-870; Oxford.
- LEMKE, W., ENDLER, R., TAUBER, F., JENSEN, J.B. & BENNIKE, O. (1998): Late- and postglacial sedimentation in the Tromper Wiek northeast of Rügen (western Baltic). - Meyniana, **50**: 155-173; Kiel.
- LEMKE, W., JENSEN, J.B., BENNIKE, O., WITKOWSKI, A., KUIJPERS, A. (1999): No indication of a deeply incised Dana River between Arkona Basin and Mecklenburg Bay. - Baltica, **12**: 66-70; Vilnius.
- LEMKE, W., SCHWARZER, K. & DIESING, M. (2002): Quaternary development of Tromper Wiek, Rügen Island. - Greifswalder Geographische Arbeiten, **27**: 61 - 67; Greifswald.
- LIST, J.H., SALLENGER, A.H., HANSEN, M.E. & JAFFE, B.E. (1997): Accelerated relative sea-level rise and rapid coastal erosion: testing a causal relationship for the Louisiana barrier islands. - Marine Geology, **140** (3-4): 347-365; Amsterdam.
- LÖFFLER, A., LEIPE, T. & EMEIS, K.-C. (2000): The "fluffy layer" in the Pomeranian Bight (western Baltic Sea): geochemistry, mineralogy and environmental aspects. - Meyniana, **52**: 85-100; Kiel.
- LONGUET-HIGGINS, M.S. (1972): Recent progress in the study of longshore currents. - In: MEYER, R.E. (Hrsg.): Waves on beaches and resulting sediment transport: 203-248; London (Academic Press).
- LONGUET-HIGGINS, M.S. & STEWARD, R.W. (1963): Radiation stresses in water waves: a physical discussion, with applications. - Deep Sea Research, **11**: 529-562; Oxford.
- MATTHÄUS, W., FRANCKE, E., LASS, H.-U. & SCHWABE, R. (1982): Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darsser Schwelle. - Beiträge zur Meereskunde, **47**: 31-50; Berlin.
- MCKENZIE, R. (1958): Rip current systems. - Journal of Geology, **66**: 103-113; Chicago.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. - In: STANLEY, D.J. & SWIFT, D.J.P. (Hrsg.): Marine sediment transport and environmental management: 197-218; New York (Wiley):
- MÖRNER, N.-A. (1980): Late quaternary sea-level changes in north-western Europe: a synthesis. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, **100** (4): 381-400; Stockholm.
- MOHRHOLZ, V. (1998): Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht. - Meereswissenschaftliche Berichte, **33**, 106 S; Rostock-Warnemünde.
- MORANG, A. & MCMASTER, R.L. (1980): Nearshore bedform patterns along Rhode Island from side scan sonar surveys. - Journal of Sedimentary Petrology, **50** (3): 831-839; Tulsa.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The "Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, **10**: 466-469; Stuttgart.

- NEWTON, R.S., SEIBOLD, E. & WERNER, F. (1973): Facies distribution patterns on the Spanish Sahara continental shelf mapped with side-scan sonar. - "Meteor" Forschungsergebnisse, **C15**: 55-77; Berlin.
- NICHOLLS, R.J., BIRKEMEIER, W.A. & LEE, G. (1998a): Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. - *Marine Geology*, **148** (3-4): 179-201; Amsterdam.
- NICHOLLS, R.J., LARSON, M., CAPOBIANCO, M. & BIRKEMEIER, W.A. (1998b): Depth of closure: improving understanding and prediction. - *Coastal engineering 1998 : conference proceedings*, June 22-26, 1998, Falconer Hotel, Copenhagen, Denmark: 2888-2901; Reston (ASCE).
- NIEDERMEYER, R.-O. (1995): Jasmund und Wittow. - DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. - *Sammlung Geologischer Führer* **88**: 174-180; Berlin (Bornträger).
- NIEDORODA, A.W. & SWIFT, D.J.P. (1981): Maintenance of the shoreface by wave orbital currents and mean flow: Observations from the Long Island Coast. - *Geophysical Research Letters*, **8** (4): 337-340; Washington.
- NIELSEN, A.F., HESP, P.A. & LORD, D.B. (1991): Marine dredging and aggregate extraction. - "Coastal Engineering - Climate for Change" Proceedings of the 10th Australasian Conference on Coastal and Ocean Engineering, Auckland, 2 - 6 Dec. 1991: 67-72; Hamilton.
- OSBORNE, P.D. & GREENWOOD, B. (1992a): Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 1. A non-barred shoreface: *Marine Geology*, **106**: 1-24; Amsterdam.
- OSBORNE & GREENWOOD (1992b) : Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 2. A barred shoreface: *Marine Geology*, **106**: 25-51; Amsterdam.
- PLEWE (1940): Küste und Meeresboden der Tromper Wiek (Insel Rügen). - *Geologie der Meere und Binnengewässer*, **4** (1): 1-41; Berlin.
- REIMNITZ, E., TOIMIL, L.J., SHEPARD, F.P. & GUTIERREZ-ESTRADA, M. (1976): Possible rip current origin for bottom ripple zones to 30-m depth. - *Geology*, **4**: 395-400; Boulder.
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional sedimentary environments. - 2. Aufl.: 551 S., Berlin (Springer).
- REINECK, H.-E., SINGH, I.B. & WUNDERLICH, F. (1971): Einteilung der Rippeln und anderer mariner Sandkörper. - *Senckenbergiana maritima*, **3**: 93-101; Frankfurt a.M..
- REYNOLDS, J.M. (1997): An introduction to applied and environmental geophysics. - 796 S.; Chichester (Wiley).
- RIJN, L.C. VAN (1993): Principles of sediment transport in rivers, Estuaries and coastal seas. - Amsterdam (Aqua Publications).
- RUNTE, K.-H. (1989): Methodische Verfahren zur Quantifizierung von Umlagerungen in intertidalen Sedimenten. - *Meyniana*, **41**: 153-165; Kiel.
- SALLENGER, A.H., HOWARD, P.C., FLETCHER, C.H. & HOWD, P.A. (1983): A system for measuring bottom profile, waves and currents in the high-energy nearshore environments. - *Marine Geology*, **51**: 63-76; Amsterdam.
- SCHNICK, H.H. (2002): The Jasmund cliff section. - *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **27**: 69-73; Greifswald.
- SCHROTTKE, K. (2001): Rückgangsdynamik schleswig-holsteinischer Steilküsten unter besonderer Betrachtung submariner Abrasion und Restsedimentmobilität.- *Berichte - Reports, Inst. f. Geowiss., Univ. Kiel*, **16**: 168 S.; Kiel.

- SCHUMACHER, W. & BAYERL, K.-A. (1997): Die Sedimentationsgeschichte der Schaabe und der holozäne Transgressionsverlauf auf Rügen (Südliche Ostsee). - *Meyniana*, **49**: 151-168; Kiel.
- SCHUMACHER, W. & BAYERL, K.-A. (1999a): The shoreline displacement curve of Rügen Island (Southern Baltic Sea). - *Quaternary International*, **56**: 107-113; Oxford.
- SCHUMACHER, W. & BAYERL, K.-A. (1999b): Fazieswechsel und Küstenholozän Nordostrügens als Indikatoren für den Klimawandel und die Wasserspiegelentwicklung im südlichen Ostseeraum. - *Die Küste*, **61**: 1-20; Heide.
- SCHWARZER, K. (1989): Sedimentdynamik in Sandriffsystemen einer tidefreien Küste unter besonderer Berücksichtigung von Rippströmen. - *Berichte Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **33**, 270 S; Kiel.
- SCHWARZER, K. (1996): Dynamik der Küste. - In: RHEINHEIMER, G. (Hrsg.): *Meereskunde der Ostsee*. - 2. Aufl.: 25-33; Berlin (Springer)
- SCHWARZER, K. & DIESING, M. (2001): Sediment redeposition in nearshore areas - examples from the Baltic Sea. - *Coastal Dynamics '01: Proceedings of the 4th Conference on Coastal Dynamics, June 11-15, 2001*, Lund, Sweden: 808-817; Reston (ASCE).
- SCHWARZER, K., RICKLEFS, K., SCHUMACHER, W. & ATZLER, R. (1996): Beobachtungen zur Vorstranddynamik und zum Küstenschutz sowie zum Sturmereignis vom 3./4.11.1995 vor dem Streckelsberg/Usedom. - *Meyniana*, **48**: 49-68; Kiel.
- SCHWARZER, K., DIESING, M. & TRIESCHMANN, B. (2000): Nearshore facies of the southern shore of the Baltic Ice Lake - Example from Tromper Wiek (Rügen Island). - *Baltica*, **13**: 69-76; Vilnius.
- SCHWARZER, K., DIESING, M., LARSON, M., NIEDERMEYER, R.-O., SCHUMACHER, W. & FURMANCZYK, K. (2003a): Coastline evolution at different time scales - examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. - *Marine Geology*, **194** (1-2): 79 – 101; Amsterdam.
- SCHWARZER, K., DIESING, M., LARSON, M. (2003b): Saisonale Sedimentumlagerungen in sandigen Vorstrandbereichen der südlichen Ostseeküste. - In: DASCHKEIT, A. & STERR, H. (Hrsg.): *Aktuelle Ergebnisse der Küstenforschung. 20. AMK-Tagung Kiel, 30.5.-1.-6.2002 in Kiel*. - *Berichte Forschungs- und Technologiezentrum Westküste der Universität Kiel; Büsum*. [im Druck]
- SEIBOLD; E., EXON, N., HARTMANN, M., KÖGLER, F.-C., KRUMM, H., LUTZE, G.F., NEWTON, R.S. & WERNER, F. (1971): Marine geology of Kiel Bay. - In: MÜLLER, G. (Hrsg.): *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook. VIII. Int. Sediment. Congress 1971*: 209-235; Frankfurt a.M..
- SEIFERT, T. & KAYSER, B. (1995): A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea. - *Meereswissenschaftliche Berichte*, **9**: 72-88; Rostock-Warnemünde.
- SHEPARD, F.P. (1936): Undertow, rip tide or rip current. - *Science*, **84**: 181-182; New York.
- SHEPARD, F.P. (1950): Beach cycles in southern California. - *US Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Memo*, **20**; Washington.
- SHEPARD, F.P. & INMAN, D.L. (1951): Nearshore circulation. - *Proceedings of First Conference on the Coastal Engineering. Long Beach, California, October 1950*: 50-59; Berkeley.
- SHEPARD, F.P., EMERY, K.O. & LAFOND, E.C. (1941): Rip currents: A process of geological importance. - *Journal of Geology*, **49**: 337-369; Chicago.

- SHIELDS, A. (1936): Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. - Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, **26**: 26 S.; Berlin.
- SHORT, A.D. (1985): Rip current type, spacing and persistence, Narrabeen Beach, Australia. - Marine Geology, **65**: 47-71; Amsterdam.
- SHORT, A.D. (1999): Wave-dominated beaches. - In: SHORT, A.D. (Hrsg.): Handbook of beach and shoreface morphodynamics: 173-203; Chichester (Wiley).
- SIEGEL, H., GERTH, M. & SCHMIDT, T. (1996): Water exchange in the Pomeranian Bight investigated by satellite data and shipborne measurements. - Continental Shelf Research, **16** (14): 1793-1817; Oxford.
- SONU, C.J. (1972): Field observation of nearshore circulation and meandering currents. - Journal of Geophysical Research, **77** (18): 3232-3247; Washington.
- SOULSBY, R.L. (1997): Dynamics of marine sands. - 249 S.; London (Telford).
- SOULSBY, R.L. & WHITEHOUSE, R.J.S.W. (1997): Threshold of sediment motion in coastal environments. - Pacific coasts and ports '97 : 13th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference and 6th Australasian Port and Harbour Conference, Christchurch, New Zealand, 7 - 11 September 1997: 149-154; Christchurch.
- STEPHAN, M. & SCHÖNFELD, H.-J. (1999): Küstenentwicklungsmodell zur langfristigen Berechnung des Sedimenttransports in Abhängigkeit von Windverteilung und welleninduziertem Brandungsstrom an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns zwischen Warnemünde und Hiddensee. - Die Küste, **61**: 149-176; Heide.
- STIVE, M.J.F. & VRIEND, H.J. DE (1995): Modelling shoreface profile evolution. - Marine Geology, **126** (1-4): 235-248; Amsterdam.
- STUIVER, M., REIMER, P.J., BARD, E., BECK, J.W., BURR, G.S., HUGHEN, K.A., KROMER, B., MCCORMAC, G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. (1998): INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. - Radiocarbon, **40** (3): 1041-1083; Tucson.
- SUNAMURA, T. (1992): Geomorphology of rocky coasts. - 302 S.; Chichester (Wiley).
- SYLWESTER, R.E. (1983): Single-channel, high-resolution, seismic-reflection profiling: a review of the fundamentals and instrumentation. - In: GEYER, R.A. (Hrsg.): Handbook of geophysical exploration at sea: 77-122, Boca Raton (CRC Press).
- TAUBER, F. & LEMKE, W. (1995): Map of sediment distribution in the western Baltic Sea (1:100,000), Sheet "Darß". - Deutsche Hydrographische Zeitschrift, **47** (3): 171-178; Hamburg.
- THOM, B.G. & HALL, W. (1991): Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods. - Earth Surface Processes and Landforms, **16** (2): 113-127; New York.
- TIEPOLD, L. & SCHUMACHER, W. (1999): Historische bis rezente Küstenveränderungen im Raum Fischland-Darß-Zingst-Hiddensee anhand von Karten-, Luft- und Satellitenbildern. - Die Küste, **61**: 21-46; Heide.
- TSUCHIYA, Y., YAMASHITA, T. & IZUMI, T. (1994): Erosion control by considering large scale coastal behavior. - Coastal engineering 1994: proceedings of the twenty-fourth international conference, October 23-28, 1994, Kobe, Japan: 3378-3392; New York (ASCE).
- USZINOWITZ, S. (1992): Environmental impacts of mining material from the seabed. - Meereswissenschaftliche Berichte, **4**: 150; Rostock-Warnemünde.

- WEFER, G., FLEMMING, B. & TAUCHGRUPPE KIEL (1976): Submarine Abrasion des Geschiebemergels vor Bokniseck (Westl. Ostsee). - *Meyniana*, **28**: 87-94; Kiel.
- WERNER, F. & NEWTON, R.S. (1975): The pattern of large-scale bed forms in the Langeland Belt (Baltic Sea). - *Marine Geology*, **19**: 29-59; Amsterdam.
- WERNER, F., ARNTZ, W.E. & TAUCHGRUPPE KIEL (1974): Sedimentologie und Ökologie eines ruhenden Riesenrippelfeldes. - *Meyniana*, **26**: 39-62; Kiel.
- WERNER, F., ERLLENKEUSER, H., v. GRAFENSTEIN, U., McLEAN, S., SARNTHEIN, M., SCHAUER, G., UNSÖLD, G., WALGER, E. & WITTSTOCK, R. . (1987): Sedimentary records of benthic processes. - In: RUMOHR, J., WALGER, E. & ZEITSCHER, B. (Hrsg.): *Seawater-sediment interactions - An interdisciplinary approach*. - *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, **13**: 338 S.; Berlin (Springer).
- WIBERG, P.L. & HARRIS, C.K. (1994): Ripple geometry in wave-dominated environments. - *Journal of Geophysical Research*, **99** (C1): 775-789; Washington.
- WOODROFFE, C.D. (2003): *Coasts: form, process and evolution*. - 623 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- WRIGHT, L.D. (1987): Shelf-surfzone coupling: diabathic shoreface transport. - *Coastal sediments '87: proceedings of a Specialty Conference on Advances in Understanding of Coastal Sediment Processes*, New Orleans, Louisiana, May 12 - 14, 1987: 25-40; New York (ASCE).
- WRIGHT, L.D. (1995): *Morphodynamics of inner continental shelves*. - 241 S.; Boca Raton (CRC Press).
- WRIGHT, L.D. & SHORT, A.D. (1984): Morphodynamic variability of beaches and surf zones, a synthesis. - *Marine Geology*, **56**: 92-118, Amsterdam.
- WRIGHT, L.D., GUZA, R.T. & SHORT, A.D. (1982): Dynamics of a high-energy dissipative surf zone. - *Marine Geology*, **45**: 41-62; Amsterdam.
- ZANKE, U. (1982): *Grundlagen der Sedimentbewegung*. - 402 S.; Berlin (Springer).
- ZEILER, M. SCHULZ-OHLBERG, J. & FIGGE, K. (2000a): Materialinventur an der deutschen Nordseeküste. - *Die Küste*, **62**: 53-86; Heide.
- ZEILER, M. SCHULZ-OHLBERG, J. & FIGGE, K. (2000b): Mobile sand deposits and shoreface sediment dynamics in the inner German Bight (North Sea). - *Marine Geology*, **170** (3-4): 363-380; Amsterdam.