Die Küste, 62 (2000), 1-238 | The first of the first of

Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

Archive for Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast



Heft 62 · Jahr 2000

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Die Miste

Archiv für Forschung und Technik an der Nord- und Ostsee

Archive for Research and Technology on the North Sea and Baltic Coast

Heft 62 · Jahr 2000

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Druck- und Kommissionsverlag: Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co. Heide i. Holst.

ISSN 0452-7739 ISBN 3-8042-1053-8

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

Ballani, Ludwig, Dr., GFZ Potsdam, Telegraphenberg, 14473 Potsdam; Barthel, Volker, Dr.-Ing., Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven; Broman, Barry, Dr., SMHI, S-60176 Norrköping, Schweden; Dietrich, Reinhard, Prof., TU Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, 01062 Dresden; Figge, Klaus, Dr., Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg; Hofsted, Jacobus, Dr., Peter-Hansen-Str. 68, 24148 Kiel; Langer, Gunther, GFZ Potsdam, Telegraphenberg, 14473 Potsdam; Liebsch, Gunter, Dr., TU Dresden, Institut für Planetare Geodäsie, 01062 Dresden; Niemeyer, Hanz Dieter, Dipl.-Ing., Fledderweg 25, 26506 Norddeich; Oumeraci, Hocine, Prof. Dr.-Ing., Beethoven-Str. 51a, 38106 Braunschweig; Perlet, Ines, Dipl.-Ing., BSH-Dierkower Damm 45, 18146 Rostock; Schleider, Wilffied, Dr.-Ing., Teltingweg 10, 26603 Aurich; Schulz-Ohlberg, Jürgen, Dr., Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg; Spingat, Frank, Dr.-Ing., Bollmanns-Weg 8, 26125 Oldenburg; Spitta, Verena, Dipl.-Geogr., Damperhof Str. 22, 24103 Kiel; Stigge, Hans-Joachim, Dipl.-Phys., Nuesslerweg 14, 18069 Rostock; Wieland, Peter, Dr.-Ing., Bruchgarten 13, 32756 Detmold; Zeiler, Manfred, Dr., Bernhard-Nocht-Str. 78, 20359 Hamburg

Die Verfasser sind für den Inhalt der Aufsätze allein verantwortlich. Nachdruck aus dem Inhalt nur mit Genehmigung des Herausgebers gestattet: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen, Geschäftsstelle, Hindenburgufer 247, 24106 Kiel.

Vorsitzender des Kuratoriums: Dr.-Ing. TH. ZARNCKE, Schloßstr. 6–8, 19053 Schwerin Geschäftsführer: Dr.-Ing. V. BARTHEL, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven Schriftleitung "DIE KÜSTE": Dr.-Ing. V. BARTHEL, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven

Inhaltsverzeichnis

VOLKER BARTHEL Wir haben einen Freund und Kollegen verloren – Prof. Dr. Ing. habil. Winfried Siefert	1
Gunter Liebsch, Reinhard Dietrich, Ludwig Ballani u. Gunther Langer Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf einen einheitlichen Höhenbezug	3
HANS-JOACHIM STIGGE, INES PERLET u. BARRY BROMAN Zyklen in den Differenzen täglicher mittlerer Wasserstände zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln	29
WILFRIED SCHLEIDER 5x synoptische Vermessungen der deutschen Küstengewässer der Nordsee / Archivierung der Ergebnisse / Nutzung des Digitalen Tiefenmodells Küste DIGEKÜ	37
Manfred Zeiler, Jürgen Schulz-Ohlberg u. Klaus Figge Materialinventur an der deutschen Nordseeküste	53
HANZ DIETER NIEMEYER Forschungsvorhaben WADE – Synthese und Ausblick –	87
PETER WIELAND Trischen – die Geschichte einer alluvialen Insel im Dithmarscher Wattenmeer	101
JACOBUS L. A. HOFSTEDE u. VERENA SPITTA Morphogenese und -dynamik im Seegat und Ebb-Delta des Hörnum Tiefs	141
Frank Spingat u. Hocine Oumeraci Schwebstoffdynamik in der Trübungszone des Ems-Ästuars	159
Kurzbeiträge	
Konferenzbericht ICCE 1998	223
Konferenzbericht COPEDEC 1999	231
Konferenzbericht COASTGIS 1999	237

Wir haben einen Kollegen und Freund verloren



Prof. Dr. Ing. habil. Winfried Siefert * 6.3.1940 † 17.3.1999

Am 17.3.1999 verstarb nach längerer heimtückischer Krankheit WINFRIED SIEFERT. Nun ist es zwar nicht üblich, allen verstorbenen Kollegen des Küsteningenieurwesens eine Seite der KÜSTE zu widmen. Winfried würde sicher auch, wenn er es lesen könnte, sagen: Nun macht doch nicht so einen Wirbel. Es ist mir jedoch ein Bedürfnis, an dieser Stelle dem Verstorbenen nachzurufen, was er uns bedeutet hat und wie sehr er uns immer fehlen wird.

An der Küste geboren, hat WINFRIED SIEFERT sich schon am Anfang seines beruflichen Werdegangs mit den Naturvorgängen an der Küste identifiziert und sich im Studium des Wasserbaus und der anschließenden Zeit im Franzius-Institut der Universität Hannover in Theorie und Praxis mit Tide und Sturmflut an der Nordseeküste und besonders in der Elbe beschäftigt. Dass sich aus der Küstenforschung seine Dissertation und auch später seine Habilitation entwickelten, war nur eine logische Konsequenz. Neben den Vorbereitungen für Großprojekte an der Elbe, die den Anfang und das viel zu frühe Ende seiner beruflichen Laufbahn bestimmten, galt das Interesse von WINFRIED SIEFERT immer wieder den Sturmfluten. Als national und international anerkannter Fachmann hat er auf diesem Bereich neue Wege beschritten, neue Maßstäbe gesetzt und mit den von ihm entwickelten Verfahren wesentlich dazu beigetragen, dass Sturmfluten insbesondere in der Elbe früher erkannt und besser eingeschätzt werden können; somit können schneller und gezielter Abwehrmaßnahmen getroffen werden. Ergebnisse seiner Arbeit, die sich in vielen Veröffentlichungen dokumentieren, sind auch in das demnächst erscheinende Sonderheft der KÜSTE über STURM-FLUTEN eingeflossen.

Es darf nicht unerwähnt bleiben, dass WINFRIED SIEFERT seine Erfahrung und sein umfangreiches Wissen bereitwillig und gern an andere weitergegeben hat. Als 'frischgebackener'

Gewässerkundler in einer Nachbarbehörde habe ich in den 70er Jahren oft und gern davon profitiert; daraus hat sich eine berufliche und private Freundschaft entwickelt, die auch über mehrere tausend Kilometer Distanz weiterbestand. Viele jüngere Kollegen hat er bis zu seinem Tod uneingeschränkt gefördert und in seine Forschungsvorhaben miteingebunden. Der Professor SIEFERT, der Vorlesungen über das Küsteningenieurwesen an den Technischen Universitäten Braunschweig und später Hamburg-Harburg hielt, war seinen Studenten ein gewissenhafter Lehrer und offener Gesprächspartner.

Neben der Arbeit in vielen anderen fachlichen Gremien war WINFRIED SIEFERT seit Bestehen des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen ein Mitglied der Beratergruppe des KFKI. Er hat es immer wieder verstanden, in seiner sachlich humorvollen Art die Gespräche auf den Punkt zu bringen und die vielen fachlichen Diskussionen zu beleben und zu bereichern. Seine Mitarbeit in der Schriftleitung der KÜSTE hat zu neuen Ideen und Impulsen geführt. Diese Lücke wird schwer zu füllen sein. Obwohl wir am 22.3.1999 von WINFRIED SIEFERT Abschied genommen haben, werden seine Ideen und sein Lebenswerk noch lange mit uns sein.

V. BARTHEL

Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf einen einheitlichen Höhenbezug

Von Gunter Liebsch, Reinhard Dietrich, Ludwig Ballani u. Gunther Langer

Zusammenfassung

Im vorliegenden Beitrag wird die Erarbeitung homogener Langzeitreihen von Monatsmittelwerten der Pegel Wismar, Warnemünde, Sassnitz und Koserow sowie die anschließende Nutzung dieser Reihen zur Untersuchung säkularer Veränderungen beschrieben. Alle Pegel liegen an der deutschen Ostseeküste im Bundesland Mecklenburg-Vorpommern. Die ersten Beobachtungen in Wismar und Warnemünde erfolgten 1848 bzw. 1855, die Aufzeichnungen der Pegel Sassnitz und Koserow werden seit 1961 bzw. 1974 bearbeitet. Die Pegelreihen von Wismar und Warnemünde mit einer Länge von rund 140 Jahren gehören damit zu den längsten im Ostseeraum. Um diese Beobachtungen für langzeitstatistische Untersuchungen nutzen zu können, mussten verschiedene Korrektionen erarbeitet werden.

Summary

The paper describes the reduction of monthly mean sea level records of the tide gauges Wismar, Warnemünde, Sassnitz and Koserow as well as the use of these records for long-term sealevel investigations. All stations are located at the German coastline of the federal country Mecklenburg-Vorpommern. First observations in Wismar and Warnemünde were carried out in 1848 respectively in 1855, the measurements at Sassnitz and Koserow were considered since 1961 respectively 1974. Therefore, the tide gauge records of Wismar and Warnemünde with an interval of about 140 years belong to the longest records in the Baltic Sea. Different corrections were necessary in order to use these records for long-term investigations.

Inhalt

1.	Einleitung	3
2.	Der Höhenbezug der Wasserstandsmessungen	6
3.	Kontrollnivellements an den Pegeln	9
4.	Einfluss der Gezeiten	13
5.	Säkularer Anstieg des Mittelwassers	20
6.	Ausblick	25
7.	Zusammenfassung	26
8.	Dank	27
9.	Schriftenverzeichnis	27

1. Einleitung

Pegelmessungen können in Deutschland auf eine lange Tradition zurückblicken. An einigen Orten reichen Aufzeichnungen bis in das 18. Jahrhundert zurück. Beispiel hierfür sind die durch Johann Gottlieb Pötsch ausgeführten Wasserstandsmessungen der Elbe in

Meißen und Dresden (ROHDE, 1968). Auch an der Ostseeküste, wie z.B. in Pillau, wurde frühzeitig mit Messungen begonnen (LANGE, 1960). Oftmals wurden die Beobachtungen jedoch nur unregelmäßig durchgeführt oder richteten sich ausschließlich auf Hochwasserereignisse. Die von Johann Albert Eytelwein ausgearbeitete "Instruction – Wie der Pegel auf den Strömen und Gewässern gesetzt, der Wasserstand beobachtet und die Nachrichten eingezogen und überreicht werden sollen" vom 13. Februar 1810 ist diesbezüglich ein bedeutender Meilenstein (ECKHOLD, 1965). Sie regte an vielen Stellen den Beginn von Pegelmessungen an und regelte erstmals deren Durchführung. Während die Beobachtungen zunächst meist wirtschaftlichen Interessen dienten, gewannen bald auch wissenschaftliche Aspekte an Bedeutung (HAHN und RIETSCHEL, 1938; LANGE, 1952). In der Geodäsie waren die Bemühungen insbesondere auf die Bestimmung der mittleren Höhe des Meeresspiegels gerichtet, die zur Festlegung des absoluten Niveaus von Höhensystemen benötigt wurde. Dies kommt bereits auf den Konferenzen der Europäischen Gradmessung (später erweitert zur Internationalen Erdmessung) von 1864 und 1867 zum Ausdruck. Ein Ergebnis dieser Konferenzen war u. a. folgender Beschluss:

"Die an das Meer grenzenden Staaten, welche sich an der Europäischen Gradmessung betheiligen, werden dringend ersucht, an möglichst vielen Punkten ihrer Küste, womöglich durch Registrierapparate, die mittlere Höhe des Meeres festzustellen." (NAGEL, 1886).

Welches Interesse die Geodäsie weiterhin an Wasserstandsbeobachtungen der Meere hatte, wird im folgenden Zitat von Westphal, einem Potsdamer Geodäten um die Jahrhundertwende, deutlich:

"Die Beobachtung der Wasserstände und das Studium der Mittelwasser an den Meeresküsten bilden eine wichtige Aufgabe der Internationalen Erdmessung. Aus den Mittelwassern läßt sich, in Verbindung mit den Präzisionsnivellements, zunächst erkennen, ob und inwieweit die Meere ein gemeinsames Niveau bilden; dann bietet aber auch das Studium der Wasserstände ein Mittel, das Problem der Gezeiten zu studiren, etwaige Hebungen und Senkungen der Küste zu verfolgen, sowie zu konstatieren, ob und welcher Zusammenhang zwischen der Schwankung der Erdachse und dem Wechsel der Wasserstände besteht." (WEST-PHAL, 1900).

Die praktische Umsetzung der Beschlüsse der Europäischen Gradmessung zeigt sich besonders gut am Beispiel der vom Geodätischen Institut Potsdam (GIP) – dem damaligen Zentralbüro der Europäischen Gradmessung - betreuten Pegel. Zum Pegelnetz des GIP gehörten die Ostseepegel Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde, Stolpmünde, Pillau, Memel sowie der Pegel in Bremerhaven. Für diese Pegel übernahm das Geodätische Institut sowohl die Betreuung und Auswertung der Wasserstandsmessungen als auch die regelmäßige Kontrolle der Höhenstabilität der Pegel durch Nivellements zu mehreren lokalen Kontrollfestpunkten. Ein weiterer Verdienst der Mitarbeiter des Geodätischen Instituts besteht in der Verbesserung der Messtechnik. Die gewonnenen Erkenntnisse sowie die bearbeiteten Wasserstände wurden mehrfach veröffentlicht (u.a. Seibt, 1885; Seibt, 1890; Westphal, 1900; Kühnen, 1916). Neben diesen Veröffentlichungen existieren noch heute umfangreiche Akten, die ein Stück Pegelgeschichte widerspiegeln. Die Zuständigkeit des Geodätischen Instituts Potsdam für das Pegelnetz endete 1945. Die letzte Veröffentlichung von Wasserstandsmessungen (MONTAG, 1964) umfasst den gesamten Zeitraum, in dem das Geodätische Institut für die Pegelmessungen verantwortlich war.

In der vorliegenden Arbeit wird die Neubearbeitung der Wasserstandsmessungen von Wismar, Warnemünde, Sassnitz und Koserow vorgestellt (Abb. 1). Dabei konnte insbesondere für die Pegel Wismar bzw. Warnemünde auf die umfangreichen Arbeiten des Geodäti-

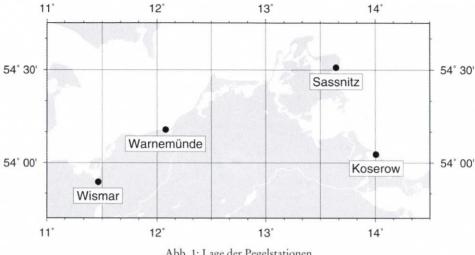


Abb. 1: Lage der Pegelstationen

schen Instituts Potsdam zurückgegriffen werden. Die Betreuung der beiden Pegel durch das GIP begann 1885 bzw. 1883, regelmäßige Wasserstandsmessungen erfolgten aber bereits ab Juli 1848 bzw. April 1855. In der letzten Veröffentlichung von Monatsmittelwerten sind Angaben aus dem Zeitraum von 1882 bis 1944 enthalten (MONTAG, 1964). In unsere Bearbeitung sind diese Werte eingegangen. Darüber hinaus ist es gelungen, bisher verloren geglaubte Monatsmittelwerte von Beginn der Beobachtungen bis 1882 zu finden und homogen an die bisherige Reihe anzupassen. Des Weiteren wurden die Messungen bis 1992 einer einheitlichen Bearbeitung unterzogen. Insgesamt konnten die vorhandenen Reihen von Wismar und Warnemünde um rund 30 Jahre in die Vergangenheit und 48 Jahre in die Gegenwart verlängert werden. Die Pegelreihen von Wismar und Warnemünde haben damit eine Länge von 144 bzw. 137 Jahren.

Die von uns bearbeiteten Wasserstandsreihen von Sassnitz und Koserow beginnen 1961 bzw. 1974. Die Wasserstandsmessungen und Kontrollnivellements dieser Pegel, sowie der Pegel Wismar und Warnemünde im entsprechenden Zeitraum, wurden durch die ehemalige Wasserwirtschaftsdirektion Küste und das Kombinat Geodäsie und Kartographie Schwerin durchgeführt. Eine wissenschaftliche Betreuung erfolgte viele Jahre durch das Zentralinstitut für Physik der Erde (WEISE, 1982, 1983). Die dort durchgeführten Arbeiten sind in unsere Bearbeitung eingeflossen.

Ziel der Arbeiten war es, auf der Grundlage der vorhandenen Informationen Reihen von Monatsmittelwerten zu erarbeiten, die für langzeitstatistische Untersuchungen genutzt werden können. Voraussetzung hierfür sind Pegelreihen:

- die einen im Laufe der Zeit unveränderten Höhenbezug zu einem lokalen Pegelbezugspunkt haben und
- frei von systematischen Fehlern z.B. aufgrund unterschiedlicher Datenaufzeichnungsraten

Diese Voraussetzungen waren für die zur Verfügung stehenden Messungen nicht gegeben. Es mussten deshalb verschiedene Korrektionen für die Pegelmessungen bestimmt werden.

2. Der Höhenbezug der Wasserstandsmessungen

Von besonderer Bedeutung für die Untersuchung langzeitiger Veränderungen in Pegelreihen ist ein im gesamten Beobachtungszeitraum einheitlicher Höhenbezug der Messungen. Der Höhenbezug wird durch die jeweilige Höhe der Pegelnullpunkte definiert. Die praktische Realisierung erfolgt gewöhnlich durch die Festlegung

- von Höhen für einige Höhenfestpunkte in der Nähe der Pegel (Pegelbezugspunkte) und
- von Höhenunterschieden zwischen dem Pegelnullpunkt und den Pegelbezugspunkten. Im Laufe der Zeit haben sich diese Festlegungen mehrfach verändert. Aufgrund der Größe der Systemunterschiede sind die Auswirkungen verschiedener Höhenbezüge in den Wasserstandsmessungen selbst kaum erkennbar. Das Wissen, wann welches Höhensystem an den Pegeln verwendet wurde, ist deshalb eine wesentliche Voraussetzung zur Reduktion der Wasserstandsmessungen auf ein einheitliches Höhenniveau.

Am Beginn der Pegelbeobachtungen in Wismar und Warnemünde erfolgte eine lokale willkürliche Festlegung des Höhenniveaus der Pegelnullpunkte. Ein die Pegel verbindendes Nivellementsnetz hoher Genauigkeit gab es nicht. Entsprechende Arbeiten wurden wiederum durch die Konferenzen der Europäischen Gradmessung 1864 und 1867 angeregt. In den Beschlüssen dieser Konferenzen heißt es:

"Es ist wünschenswerth, dass in allen an der Europäischen Gradmessung betheiligten Ländern neben den trigonometrischen Höhenbestimmungen geometrische Nivellements erster Ordnung ausgeführt werden, bei welchen die Operationsmethode aus der Mitte auf das Dringlichste zu empfehlen ist. Diese Nivellements werden namentlich für die Verbindung der verschiedenen Meere für unentbehrlich erklärt." (NAGEL, 1886).

In Mecklenburg (1869–1873) und Preußen (1868–1894) wurden daraufhin die ersten Landesnivellements mit der Methode des geometrischen Nivellements durchgeführt. Das Nullniveau des Höhensystems von Mecklenburg wurde dabei durch den Pegelnullpunkt von Wismar festgelegt. In Preußen dienten zunächst verschiedene Pegel zur Festlegung des Nullniveaus, u.a. der Pegel von Neufahrwasser. Ab 1879 wurde der Normalhöhenpunkt an der Berliner Sternwarte verwendet, dessen Höhe 37.000 m über dem Nullpunkt des Pegels von Amsterdam betrug (SCHREIBER, 1879). Die Höhen in diesem System wurden als Höhen über Normal Null (später als Höhen über "Normal Null im alten System", [N.N. "a. S.']) bezeichnet (SCHREIBER, 1879; BERNDT, 1930). Da die preußischen und mecklenburgischen Landesnivellements an zwei Stellen miteinander verbunden wurden, konnten auch die Höhen Mecklenburgs im N.N. System angegeben werden (PASCHEN, 1882).

In den Jahren 1896 bis 1902 wurden zu wissenschaftlichen Zwecken die Messungen zum Ostseeküstennivellement durchgeführt (Abb. 2). Das Ostseeküstennivellement sollte alle vom Geodätischen Institut Potsdam betreuten Ostseepegel mit dem Normalhöhenpunkt von Berlin verbinden. Die Messungen erfolgten durch die Königlich-Preußische Landesaufnahme. Die bis 1898 fertiggestellten Arbeiten wurden dem Geodätischen Institut Potsdam handschriftlich mitgeteilt und als "Vorläufiges Küstennivellement" bezeichnet. Da der Höhenanschluss an den Normalhöhenpunkt von Berlin zu diesem Zeitpunkt noch nicht fertiggestellt war, erfolgte die Festlegung des Höhenbezuges im "Vorläufigen Küstennivellement" in Anlehnung an "N.N. altes System". Wie sich später herausstellte, waren die dabei angenommenen Höhen im "Alten System" falsch (Montag, 1967). In den Veröffentlichungen des Geodätischen Instituts Potsdam wurden deshalb alle Höhenangaben um einen konstanten Betrag korrigiert (Westphal, 1900). Das auf diese Weise realisierte Höhensystem wurde als "System Westphal" bezeichnet. Kenntnis von der Fertigstellung des Ost-

Das Ruftennivellement.

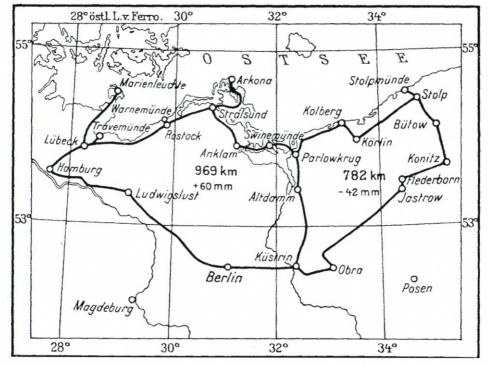


Abb. 2: Die Abb. zeigt einen Überblick über den Linienverlauf des Ostseeküstennivellements. Das Ostseeküstennivellement ist ein Beispiel für die verschiedenen Höhensysteme, die zur Festlegung des Höhenbezuges der Pegel verwendet wurden (aus BERNDT, 1930)

seeküstennivellements erlangte das Geodätische Institut Potsdam erst 1932. Es wurde als System des "Ausgeglichenen Küstennivellements" bezeichnet und in der Publikation der Monatsmittel von MONTAG (1964) verwendet.

Der zunehmende Verfall des "alten Systems" und die nunmehr erreichten höheren Genauigkeiten bei den Wiederherstellungsmessungen machten eine systematische Erneuerung des Landesnetzes notwendig (BERNDT, 1930). Im Jahre 1914 wurde mit dieser Arbeit begonnen. Nur der Normalhöhenpunkt, der 1912 nach Hoppegarten verlegt worden war, wurde in seiner Höhe als unverändert angenommen. Die Messungen nahmen jedoch nicht den gewünschten Fortschritt und waren bis zum Ende des zweiten Weltkrieges noch nicht abgeschlossen. Die Höhen in diesem System wurden als Höhen über "Normal Null im neuen System" (N.N., n.S.') bezeichnet. Im Gebiet von Mecklenburg-Vorpommern kam dieses System kaum zur praktischen Anwendung. Die Messungen wurden zum großen Teil erst in den Jahren 1937 bis 1944 durchgeführt. Eine Veröffentlichung der Nivellements erfolgte offensichtlich nur für die Linie von Lübeck nach Wismar (TAL, 1937). Die daraus resultierenden Höhen wurden als "vorläufige Höhen über N.N. im neuen System" bezeichnet.

Entsprechend der Pegelvorschrift von 1935 wurden die Pegelnullpunkte auf das amtliche Höhensystem umgestellt. Als einheitlicher Höhenbezug galt "N.N. – 5.00 m". Während die Umstellung am Pegel Wismar auf der Grundlage der "vorläufigen Höhen über

N.N. im neuen System" erfolgte, wurde am Pegel Warnemünde "N.N. altes System" verwendet.

In der DDR wurden die vor dem 2. Weltkrieg begonnenen Nivellements nicht fortgeführt. Statt dessen entschied man sich für eine vollständige Neumessung, die in den Jahren 1954 bis 1956 durchgeführt wurde. Die Ausgleichung der Nivellements 1. Ordnung erfolgte 1956 unter Anschluss an das osteuropäische Nivellementsnetz, dessen Ursprung durch den Pegel von Kronstadt festgelegt wurde. Die Pegelnullpunkte wurden nicht auf dieses Höhensystem umgestellt, es wurden jedoch neue Höhen über "N.N. im alten System" bestimmt. Auch der Pegel Wismar wurde wieder auf N.N., a.S.' umgestellt. In den Jahren 1974 bis 1976 erfolgte eine Wiederholungsmessung des Nivellementsnetzes 1. Ordnung. Die Ausgleichung erfolgte zwangsfrei unter Anschluss an die aus der Ausgleichung von 1956 stammende Höhe des Normalhöhenpunktes von Hoppegarten (IHDE, 1991). Dieses Höhensystem wird als "HN76" bezeichnet. Die Umstellung der Pegelnullpunkte auf der Grundlage von "HN76" erfolgte am 1. November 1985. Das Pegelnullniveau wurde als "HN76 minus 5,14 m" definiert (STIGGE, 1989).

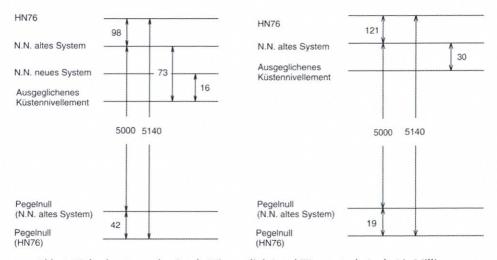


Abb. 3: Höhenbezüge an den Pegeln Wismar (links) und Warnemünde (rechts) in Millimeter

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass zur Festlegung des Höhenbezugs der Pegelmessungen von Wismar und Warnemünde verschiedene Höhensysteme verwendet wurden (Abb. 3). Dazu zählen die Realisierungen des N.N.-Systems (N.N. altes System, das Ostseeküstennivellement, N.N. neues System) sowie das Höhensystem HN76, das auch heute noch an den Pegeln Verwendung findet. Die Unterschiede zwischen diesen Systemen sind für jeden Pegel einzeln zu betrachten. Sie betragen zum Teil nur wenige Zentimeter, können aber auch Beträge im dm-Bereich annehmen. Ursachen hierfür können neben den erwähnten Unterschieden in der Festlegung des Nullniveaus der Höhensysteme (Datumspunkt)

- rezente Erdkrustenbewegungen,
- Eigenbewegungen von Festpunkten, z. B. infolge von Gebäudesetzungen,
- Änderungen in der theoretischen Definition der Höhensysteme sowie
- unvermeidliche Messfehler in den Nivellements
- sein. Für die Untersuchung langfristiger Veränderungen in den Wasserstandsreihen kann der

Höhenbezug deshalb nur auf der Grundlage eines Höhensystems realisiert werden. In der Neubearbeitung der Pegelreihen wurde als Höhenbezug das Nullniveau des Höhensystems "HN76" gewählt. Die Realisierung dieser Festlegung erfolgte durch Festpunkte, die sich im Abstand weniger Kilometer vom Pegel befindet. Die dazu verwendeten Punkte sowie die Höhen dieser Festpunkte im Höhensystem HN76 sind in Tab. 1 enthalten.

Messungen, denen ein anderer Höhenbezug zugrunde lag, wurden entsprechend korrigiert. Eine ausführliche Beschreibung der durchgeführten Höhenkorrektionen in Wismar und Warnemünde ist in LIEBSCH (1997) enthalten.

Pegel	Bezugspunkt	Höhe in HN76 [m]	
Wismar	3 083 24 141 1	27.226	
Warnemünde	4 061 13 105 0	0.109	
Sassnitz	4 052 13 132 1	38.768	
Koserow	4 065 33 119 1	6.665	

Tab. 1: Realisierung des Höhenbezuges für die Pegelreihen

3. Kontrollnivellements an den Pegeln

Weitere wichtige Voraussetzungen für die Untersuchung und Interpretation säkularer Veränderungen in den Pegelreihen sind die zeitliche Stabilität und Zuverlässigkeit des Höhenbezuges. Hierfür sind regelmäßige Kontrollen der festgelegten Höhenunterschiede zwischen den Pegelnullpunkten und den Pegelbezugspunkten notwendig. Treten größere Abweichungen der Pegel von der Sollage auf, werden entsprechende Korrektionen in der Regel bereits bei der Auswertung der Pegelaufzeichnungen berücksichtigt.

Derartige Kontrollnivellements standen auch für die hier bearbeiteten Pegel zur Verfügung. Insbesondere für die Pegel Wismar und Warnemünde sind jedoch einige Besonderheiten zu beachten. So war die Häufigkeit, mit der die Pegelkontrollen durchgeführt wurden, im Laufe der Zeit recht unterschiedlich. Nicht im gesamten Beobachtungsintervall konnten dieselben Bezugspunkte verwendet werden. Die Vermarkung der Pegelbezugspunkte wurde außerdem über viele Jahre durch Mauerbolzen an Gebäuden realisiert. Da diese nicht a priori als unveränderlich angenommen werden konnten, wurden zur Beurteilung der Zuverlässigkeit der Pegelbezugspunkte Nivellements zu weiteren Höhenfestpunkten genutzt. Alle dafür verwendeten Festpunkte liegen im Umkreis weniger Kilometer der Pegel.

Bis 1882 wurden Pegelkontrollnivellements sowohl in Wismar als auch in Warnemünde nur vereinzelt durchgeführt. Festgelegte Pegelbezugspunkte gab es in dieser Zeit noch nicht. Messungen, die oftmals im Zusammenhang mit den Landesnivellements standen, erfolgten in den Jahren 1854, 1861, 1869, 1876, 1878 und 1882 (PASCHEN, 1882).

Erst mit der Übernahme der Pegel durch das Geodätische Institut Potsdam wurden diese Arbeiten intensiviert. Die Nivellements erfolgten nun in der Regel in jährlichen Abständen. In den Jahren während des zweiten Weltkrieges sowie in den Nachkriegsjahren konnten die Kontrollnivellements nicht bzw. nur sehr unregelmäßig durchgeführt werden. Bedingt durch den gleichzeitigen Ausfall der Mareographen und die Verwendung von Messungen mehrerer Ersatzpegel stellt sich die Höhenkontrolle in diesem Zeitraum als sehr schwierig dar.

Im Jahr 1965 wurden unterirdische Festpunktgruppen von je 3 Festpunkten in der Nähe

der Pegel errichtet. Während bis dahin ausschließlich Mauerbolzen an Gebäuden zur Pegelkontrolle verwendet wurden, bestand nun die Möglichkeit, diese bezüglich der sicher gegründeten Festpunktgruppen zu kontrollieren. Die dazu notwendigen Nivellements wurden anfänglich jedes Jahr und nach 1980 im Abstand von 2 Jahren durch das Kombinat Geodäsie und Kartographie Schwerin durchgeführt. Die eigentliche Pegelkontrolle erfolgte jährlich durch die für die Wasserstandsmessungen zuständige Wasserwirtschaftsdirektion Küste.

Auf der Grundlage dieser Nivellements wurden die Abb. 4a bis d erstellt. Sie zeigen Höhenänderungen verschiedener Festpunkte bezogen auf die in der Neubearbeitung der Pegelreihen verwendeten Bezugspunkte der Pegel. Die Pegelbezugspunkte selbst werden als konstant angenommen. Jedes Diagramm in Abb. 4a bis d zeigt die zeitlichen Änderungen eines Festpunktes. Die einzelnen Messungen werden durch Kreise symbolisiert. Zeiträume, in denen Festpunkte als Pegelbezugspunkte verwendet wurden, sind durch dickere Linien und größere Kreise markiert. Sie zeigen in diesen Zeiten folglich keine Höhenänderungen. Insgesamt geben die Abbildungen einen interessanten Einblick in die Höhenstabilität in der Umgebung der Pegel.

In Abb. 4a zeigen sich einige Probleme für die in Wismar bis 1965 verwendeten Pegelbezugspunkte 1 und 2. Beide Punkte befinden sich am Baumhaus, das unmittelbar neben dem Pegel liegt. Der Punkt 1 zeigt gegenüber Punkt 2 Setzungen von 18 mm in 75 Jahren (0,24 mm/Jahr). Gegenüber der unterirdischen Festpunktgruppe (Punkte 3, 13 und 14) ist die Setzung offensichtlich noch größer. Sie beträgt 0.62 mm/Jahr.

Auch die Stabilität des Punktes 2 selbst ist mit einer gewissen Unsicherheit behaftet. Die Punkte 4 und 5 (Mauerbolzen in der Nikolaikirche) heben sich zwischen 1890 und 1941 scheinbar in Bezug auf Punkt 2. Bis 1965 bleibt der Höhenunterschied für Punkt 5 konstant. Gegenüber der unterirdischen Festpunktgruppe (Punkte 3, 13 und 14) zeigt die Kirche (Punkt 5) hingegen Setzungserscheinungen. Insgesamt muss deshalb festgestellt werden, dass Setzungen der Pegelbezugspunkte bis 1965 nicht vollständig ausgeschlossen werden können. Dies hätte zur Folge, dass der relative säkulare Meeresspiegelanstieg in Wismar auf der Grundlage von Analysen der Pegelreihe etwas zu hoch bestimmt wird.

Auffällige Setzungserscheinungen gegenüber der unterirdische Festpunktgruppe (3, 13 und 14) zeigen auch andere Festpunkte (6, 8, 10, 11). Die Gruppe in sich ist stabil. Seit 1965 kann der verwendete Höhenbezug der Pegelmessungen als zuverlässig eingeschätzt werden.

In Warnemünde ist die Situation etwas einfacher (Abb. 4b). Ebenso wie in Wismar wurden insgesamt 3 verschiedene Pegelbezugspunkte verwendet (Punkte 1, 2 und 3). Die Festpunkte 1 und 2 dienten bis 1965 als Pegelbezugspunkte und befinden sich an der Vogtei. Der Punkt 3 gehört wie die Punkte 13 und 14 zu der unterirdischen Festpunktgruppe. Gegenüber diesen 3 Punkten ergeben sich für die anderen Festpunkte in Warnemünde Setzungen bzw. keine Höhenänderungen.

Einen sehr auffälligen Setzungsverlauf weist beispielsweise die Kirche in Warnemünde auf (Punkte 4 und 5). Die Kirche wurde zwischen 1866 und 1871 erbaut (BARNEWITZ, 1992). Die Setzungen betragen anfangs 1.3 mm/Jahr und klingen später ab. Nach 1900 ändert sich der Höhenunterschied zwischen der Kirche und den Pegelbezugspunkten kaum noch. Setzungen dieser Art sind für Neubauten nicht ungewöhnlich. Für die Kirche von Warnemünde wurden sie erstmals bei WESTPHAL (1900) erwähnt.

Besonders große Setzungen sind auch für den Leuchtturm in Warnemünde (Punkt 6) zu verzeichnen. Er wurde 1898 erbaut. Ähnlich wie bei der Kirche ist der Betrag der Setzungen zunächst sehr groß. Nach 1910 klingen die Setzungen ab. Sie halten aber bis in die Gegenwart an und betrugen in den letzten 20 Jahren etwa 0.3 mm/Jahr. Insgesamt hat sich der Leuchtturm von Warnemünde seit seiner Erbauung um etwa 5 cm gesetzt.

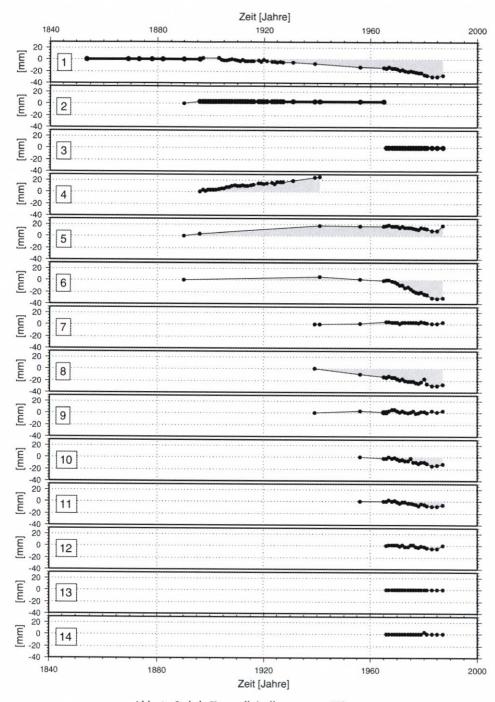


Abb. 4a: Lokale Kontrollnivellements von Wismar

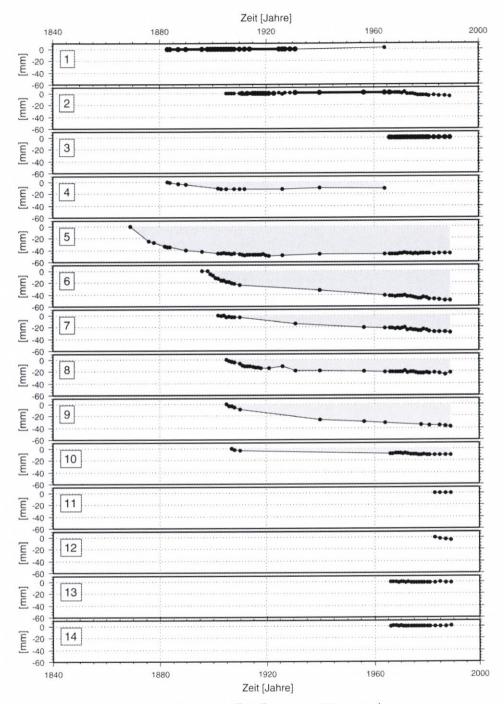


Abb. 4b: Lokale Kontrollnivellements von Warnemünde

Für die regelmäßigen Pegelkontrollen in Warnemünde wurden in den letzten Jahren die Punkte 2, 8, 9, 11 und 12 verwendet. Während die Punkte 8 (MB 4061132080) und 11 (MB 4061133010) als stabil eingeschätzt werden können, weisen die Punkte 2 (MB 4061132090), 9 (MB 4061122200) und 12 (MB 4061133020) gegenüber der unterirdischen Festpunktgruppe Setzungen auf. Sie betragen für die Punkte 2 und 9 etwa 0.3 mm/Jahr. Aus den wenigen Messungen, die für Punkt 12 (MB 4061133020) vorliegen, ergeben sich deutliche Setzungen von 0.8 mm/Jahr.

Zusammenfassend kann damit festgestellt werden, dass für mehrere Festpunkte in Warnemünde Setzungen nachweisbar sind. Hiervon sind wahrscheinlich auch die Bezugspunkte des Pegels betroffen. Dies führt ebenso wie in Wismar zu einer Überschätzung des relativen säkularen Meeresspiegelanstiegs.

Insgesamt unterstreichen die erwähnten Beispiele die Bedeutung einer zuverlässigen Vermarkung der Pegelbezugspunkte und der regelmäßigen Durchführung von Pegelkontrollnivellements. Die hohe Genauigkeit der durchgeführten Nivellements zeigt sich dabei in der geringen Streuung der Messungen von Jahr zu Jahr. Eigenbewegungen der in Wismar und Warnemünde für die Erarbeitung der Langzeitreihen verwendeten Höhenbezugspunkte können zwar bis 1965 nicht vollständig ausgeschlossen werden, ihr Einfluss auf einen aus den Pegelreihen geschätzten Langzeittrend wird aber einen Betrag von 0.1 mm/Jahr ... 0.2 mm/Jahr vermutlich nicht übersteigen. In Sassnitz ergeben sich für alle im Hafen gelegenen Punkte (7 bis 13) gegenüber den unterirdischen Festpunktgruppen (1 bis 4) Senkungen von etwa 10 mm (Abb. 4c). Die in Koserow verwendeten Festpunkte können als stabil angesehen werden (Abb. 4d).

4. Einfluss der Gezeiten

Ein Einfluss, der zu systematischen Fehlern in den Pegelreihen führt und deshalb insbesondere bei Langzeitreihen zu beachten ist, wird durch unterschiedliche Aufzeichnungsraten der Pegelmessungen hervorgerufen. Die Aufzeichnungsraten der Pegel werden hauptsächlich von der verwendeten Messtechnik bestimmt. In Wismar und Warnemünde haben sich diesbezüglich einige Veränderungen vollzogen.

In der ersten Veröffentlichung über die Pegel wurden die Messungen in Wismar folgendermaßen beschrieben:

"In einiger Entfernung von der Bollwerksbekleidung, dem Baumhause gegenüber, ist ein starker Pfahl eingerammt, an welchem die Pegellatte befestigt wird. Der Pfahl steht mit dem hölzernen Hafenbollwerke durch eine Holzzimmerung in Verbindung, die zum Schutze des Pegelpfahles wasserwärts über denselben hinausreicht und hier an einem zweiten Pfahl angeschraubt ist. Zur Ablesung des Pegels ist eine kleine Laufbrücke vom Bollwerk bis zum Pfahl hergestellt. Die regelmäßigen Ablesungen erfolgen 12 Uhr Mittags seit Juli 1848.

Die hölzerne Pegellatte, getheilt in rheinländische Fusse und Zolle und 7 Fuss lang, ist doppelt vorhanden und wird, wenn eine neue Bemalung nothwendig ist, gewechselt. Die Befestigung an den Pfahl geschieht durch einen Schraubenbolzen, und es ist daher eine Aenderung ihrer Höhenlage, abgesehen von Höhenänderungen des Pfahles, nicht unmöglich." (PASCHEN, 1882).

Zum Pegel in Warnemünde heißt es weiter:

"Der officielle Pegel besteht aus einem starken Pfahle, eingerammt etwa 120 Schritt von der Vogtei entfernt nahe dem linken Ufer der Warnow, welches steil abfällt und mit grossen Bruchsteinen gepflastert ist. Der Pfahl steht frei im Wasser und ist mit dem Ufer nicht ver-

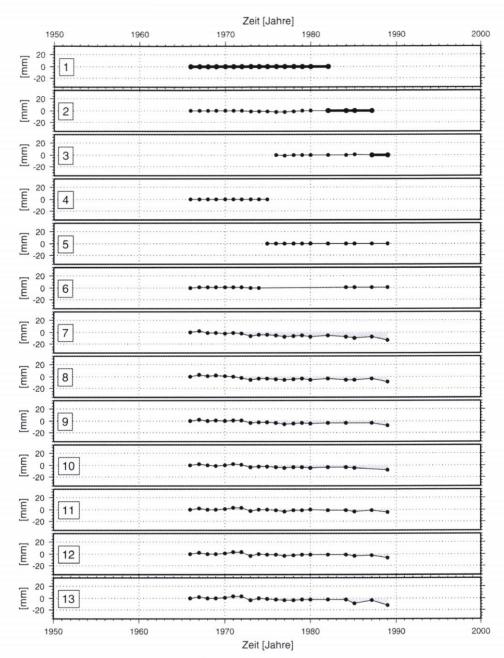


Abb. 4c: Lokale Kontrollnivellements von Sassnitz

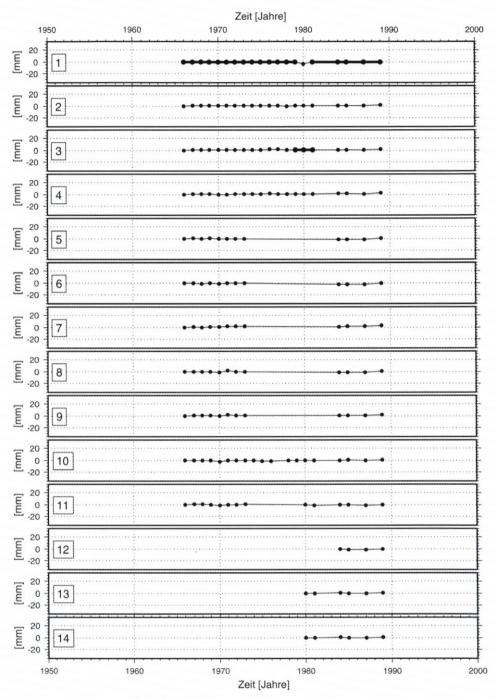


Abb. 4d: Lokale Kontrollnivellements von Koserow

ankert; in seiner Nähe befindet sich eine Landungsbrücke, von welcher aus zwei Laufriegel ausgehen, die ihn frei umgeben, zu seinem Schutze dienen und das Ablesen der Wasserstände ermöglichen. Eine Pegellatte ist nicht vorhanden; die Eintheilung in rheinländische Fusse und Zolle ist durch in die eine Pfahlseite in Zwischenräumen von je einem Zolle eingelassene und verschraubte Messingplatten von der Breite eines Zolles bewirkt. Die regelmässigen Beobachtungen erfolgen seit 1855, Mittags 12 Uhr." (PASCHEN, 1882).

In den beiden Zitaten kommt die einfache Bauweise der ersten Lattenpegel sehr deutlich zum Ausdruck. Der Austausch dieser Latten gegen besser ablesbare und robustere Pegellatten war deshalb eines der ersten Anliegen des Geodätischen Instituts Potsdam nach der Übernahme der Betreuung der Pegel. SEIBT, in dieser Zeit Mitarbeiter am Geodätischen Institut Potsdam, konstruierte eine neue Pegellatte. Sie bestand aus verzinktem Guss- und Schmie-

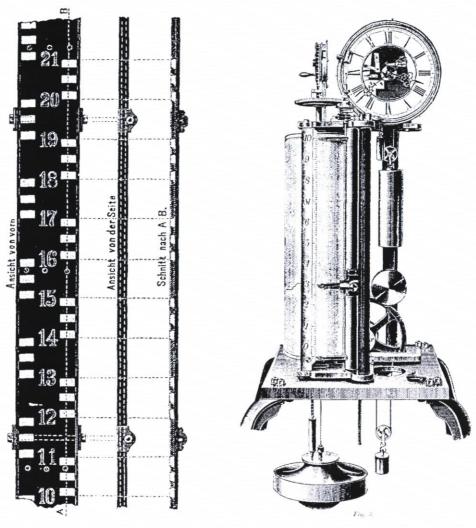


Abb. 5a: links: Pegellatte von Seibt (SEIBT, 1988), rechts: Mareograph vom Typ Seibt und Fuess (WESTPHAL, 1894)

deeisen, als Teilung waren Porzellanmarken in metrischem Abstand eingelassen (SEIBT, 1888, Abb. 5a, links). Diese neue Pegellatte wurde in Wismar am 21. August 1885 erstmals verwendet, in Warnemünde war dies bereits ein Jahr früher, am 23. April 1884, erfolgt (WEST-PHAL, 1900). Eine weitere Verbesserung der Pegelmesstechnik wurde im Jahr 1894 erreicht. Seibt hatte zusammen mit dem Berliner Feinmechaniker Fuess mechanische Registrierpegel konstruiert (WESTPHAL, 1894). Diese "selbstregistrierenden Schreibpegel" wurden im Juni 1894 sowohl in Wismar als auch in Warnemünde aufgestellt. In Abb. 5a (rechts) ist dieser Mareographentyp dargestellt, Abb. 5b zeigt eine dazugehörige Registrierkurve. Die Mareographen arbeiteten bis zum Ende des Zweiten Weltkrieges sehr zuverlässig. Durch Kriegseinwirkungen wurden vermutlich beide zerstört. Im Jahr 1952 wurden neue Mareographen aufgestellt. Die Zwischenzeit wurde durch Ablesungen an Lattenpegeln überbrückt.

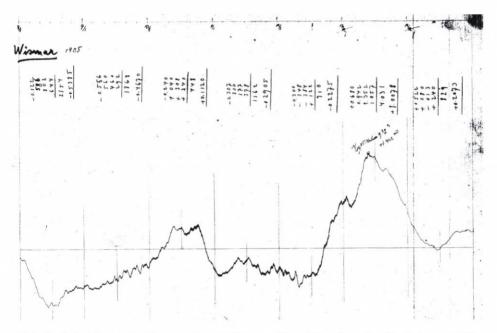


Abb. 5b: Aufzeichnung des Mareographen in Wismar während einer Sturmflut (8.-15. Januar 1905)

Den Beobachtungsinstrumenten entsprechend ist die Anzahl der zur Berechnung der Monatsmittelwerte verwendeten Messungen sehr unterschiedlich. Die Ablesungen an den Lattenpegeln erfolgten zwischen ein- und viermal pro Tag, wobei die Ablesungen naturgemäß nur am Tag durchgeführt wurden. Zur Auswertung der Mareographenregistrierungen wurden unterschiedliche Verfahren getestet. In den ersten Jahren erfolgte eine Berechnung aus Tagesmittelwerten, die durch Integration der Registrierkurve mit einem Planimeter bestimmt worden waren. Im Vergleich dazu wurden Monatsmittelwerte aus 4 äquidistanten Messungen pro Tag gebildet. Es zeigte sich, dass letztgenanntes Verfahren bei entsprechender Genauigkeit mit geringerem Aufwand durchgeführt werden konnte. Zur Ableitung von Gezeitenparametern wurden in den Jahren 1898 und 1899 an allen Pegeln des Geodätischen Instituts Potsdam stündliche Wasserstände ermittelt (KÜHNEN, 1916). Eine durchgehende Erfassung von stündlichen Wasserständen war mit den damals zur Verfügung stehenden Mit-

teln nicht mit vertretbarem Aufwand möglich und zur Bestimmung des Mittelwassers nicht notwendig. Stündliche Werte zur Bildung der Monatsmittelwerte werden in unserer Bearbeitung erst seit 1980 verwendet. Eine Übersicht über die in die Monatsmittel von Wismar und Warnemünde eingegangenen Beobachtungen ist in Tab. 2 enthalten.

Tab. 2: Anzahl der zur Bildung der Monatsmittelwerte von Wismar und Warnemünde benutzten Beobachtungen

Zeit	Wismar	Warnemünde
bis Dezember 1858	einmal täglich 12 Uhr	
bis Dezember 1869		einmal täglich 12 Uhr
bis Juni 1894	4-mal täglich (8, 12, 16 und 20 Uhr)	2-mal täglich (12, 18.15 Uhr)
bis Oktober 1894		Tagesmittelwerte aus den Aufzeichnungen des Mareographen
bis September 1895		3-mal täglich (6, 12 und 18 Uhr)
bis Dezember 1944	4 äquidistante Messwerte aus den Aufzeichnungen des Mareographen (0, 6, 12, 18 Uhr)	4 äquidistante Messwerte aus den Aufzeichnungen des Mareographen (0, 6, 12, 18 Uhr)
bis Dezember 1945		keine Messungen (Ergänzung aus Wismar)
bis Dezember 1947		einmal täglich 12 Uhr
bis März 1950	einmal täglich 12 Uhr	
bis Januar 1952		3-mal täglich (8, 12, 18 Uhr)
bis April 1952	3-mal täglich (8, 12, 18 Uhr)	
bis Juni 1955	Aufzeichnungen des Mareographen	
bis März 1956	einmal täglich 7 Uhr	
bis Dezember 1979	4 äquidistante Messwerte aus den Aufzeichnungen des Mareographen (1, 7, 13, 19 Uhr)	4 äquidistante Messwerte aus den Aufzeichnungen des Mareographen (1, 7, 13, 19 Uhr)
bis Oktober 1992	stündliche Werte aus den Registrierkurven des Mareographen	stündliche Werte aus den Registrierkurven des Mareographen

In Sassnitz und Koserow waren im gesamten Bearbeitungszeitraum Mareographen in Betrieb. Wie in Wismar und Warnemünde wurden die Monatsmittelwerte bis 1980 aus 4 äquidistanten Messungen pro Tag und danach aus stündlichen Werten gebildet.

Die Auswirkungen unterschiedlicher Aufzeichnungsraten sind in Abb. 6 am Beispiel von Beobachtungen des Pegels Warnemünde zwischen 1986 und 1992 dargestellt. Im linken Bild werden Monatsmittelwerte gezeigt, die zum einen aus einem Wert pro Tag, dem 12-Uhr-

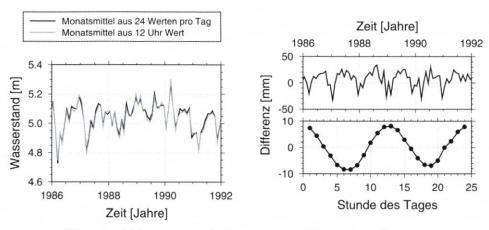


Abb. 6: Vergleich von Monatsmittelwerten aus stündlichen und 12-Uhr-Werten

Wert (graue Linie), und zum anderen aus stündlichen Werten (schwarze Linie) berechnet wurden. Im Vergleich zur Gesamtvariation von etwa 40 cm, die u. a. auch jahreszeitlich bedingte Wasserstandsschwankungen enthält, zeigen beide Kurven eine gute Übereinstimmung. Trägt man jedoch die Differenz der Kurven auf (rechtes oberes Bild), so werden systematisch variierende Unterschiede deutlich. Diese Variationen haben offensichtlich eine Periode von einem Jahr und eine Amplitude von 1–2 cm. Der Mittelwert der dargestellten Differenzen beträgt 8 mm und weicht damit deutlich von Null ab. Entsprechende Mittelwerte von Differenzreihen können auch für Monatsmittelwerte berechnet werden, die aus den Messungen einer jeweils anderen Stunde des Tages ermittelt wurden. Trägt man die Ergebnisse über der entsprechenden Stunde auf, so ist eine doppelte sinusförmige Schwingung erkennbar (Bild rechts unten).

Die Ursache für die in Abb. 6 gezeigten systematischen Auswirkungen unterschiedlicher Aufzeichnungsraten liegt in den Meeresgezeiten. Die Amplituden der größten Partialtiden in Wismar und Warnemünde sind in Tab. 3 enthalten. Um den Einfluss der halbtägigen Gezeiten erfassen zu können, sind laut Abtasttheorem mindestens 4 äquidistante Beobachtungen pro Tag notwendig (TAUBENHEIM, 1969). Monatsmittel, die aus weniger oder nicht äquidistanten Beobachtungen berechnet wurden, werden durch die Gezeiten systematisch beeinflusst. Dabei werden bestimmte tiefere Frequenzen (Aliasfrequenzen) von den

Tab. 3: Amplituden ausgewählter Partialtiden von Wismar und Warnemünde (berechnet aus stündlichen Werten von 1978 bis 1989).

Tide	Periode [h]	Wismar [mm]	Warnemünde [mm]	G (f)
S ₂	12.00	10.1	8.4	1.00
M,	12.42	50.5	42.4	0.05
N_2	12.66	11.5	9.0	-0.07
K ₁	23.93	14.3	14.0	0.99
O_1	25.82	17.2	16.2	0.08

gezeitenbedingten Signalanteilen überlagert. Dieser als Aliasing-Effekt bezeichnete Sachverhalt wird am Beispiel der S2-Tide besonders deutlich. Die Periode der S2-Tide beträgt genau 12 Stunden. Zu einer bestimmten Tageszeit hat sie daher jeweils dieselbe Auslenkung. Pegelablesungen zu dieser Tageszeit werden deshalb stets in derselben Art und Weise beeinflusst. Die S2-Tide wirkt sich somit wie ein konstanter Höhenfehler in den Monatsmittelwerten aus und ist für die Verschiebung der Mittelwerte in Abb. 6 (rechts oben) verantwortlich. Der Einfluss anderer Partialtiden auf Monatsmittelwerte aus täglichen Beobachtungen kann anhand der in Tab. 3 angegebenen Durchlasscharakteristik G(f) abgeschätzt werden. Die Durchlasscharakteristik gibt in Abhängigkeit von der Frequenz an, ob durch die Mittelbildung eine Dämpfung (Werte kleiner 1) oder auch Verstärkung (Werte größer 1, die hier jedoch nicht vorkommen) der ursprünglichen, gezeitenbedingten Signalanteile eintritt. Werte kleiner Null bedeuten eine zusätzliche Phasenumkehr (Sprung um 180°) im Vergleich zum ursprünglichen Signal.

Obwohl die halbtägige Mondtide M_2 mit etwa 5 cm die größte Tide ist, wird sie durch die Mittelbildung auf 5% gedämpft. Im Monatsmittel beträgt ihr Einfluss deshalb nur noch etwa 2 mm. Die K_1 -Tide ist ebenso wie die S_2 -Tide fast ungedämpft. Die Aliasfrequenz der K_1 -Tide (Frequenz 1.002738/Tag) beträgt 0.002738/Tag. Dies entspricht einer Periode von einem Jahr. Die K_1 -Tide ist damit für die Jahreswelle in Abb. 6 (rechts oben) verantwortlich.

Aufgrund der gezeigten systematischen Einflüsse müssen Gezeitenkorrektionen für alle Monatsmittelwerte berechnet werden, denen nicht mindestens 4 äquidistante Beobachtungen pro Tag zugrunde liegen. Dies trifft auf alle Zeiträume zu, in denen Beobachtungen an Lattenpegeln erfolgten. Auch die von uns erstmals bearbeiteten Monatsmittelwerte sind davon betroffen.

Die Notwendigkeit von Gezeitenkorrektionen wurde bereits in der Publikation von WESTPHAL (1900) betont. Allerdings wurden Korrektionswerte damals auf rein empirischem Weg abgeleitet und hatten nach eigenen Abschätzungen noch keine ausreichende Genauigkeit. In unserer Bearbeitung erfolgte die Berechnung der Gezeitenkorrektionen auf einem anderen Weg. Aus den uns zur Verfügung stehenden stündlichen Beobachtungen aus den Jahren zwischen 1979 und 1989 wurden Amplitude und Phasenlage von 68 Partialtiden berechnet. Diese Partialtiden wurden dazu benutzt, die Gezeiten für die Zeiträume der Lattenpegelablesungen zu prädizieren. Aus den prädizierten Gezeiten konnte daraufhin der mittlere Einfluss der Gezeiten zu einer bestimmten Uhrzeit (z. B. 12 Uhr) für jeden Monat berechnet werden. Die ermittelten Gezeitenkorrektionen hatten Beträge von bis zu 35 mm. Die vollständige Angabe der verwendeten Korrektionen von Wismar und Warnemünde erfolgte in LIEBSCH (1997).

5. Säkularer Anstieg des Mittelwassers

Durch die beschriebenen Korrektionen und Reduktionen der Monatsmittelwerte wurden systematische Fehlereinflüsse in den Pegelreihen bestmöglich eliminiert und die gesamte Zeitreihe auf der Grundlage lokaler Bezugspunkte in das Höhensystem HN76 überführt. Die eingangs gestellten Forderungen nach homogenen Zeitreihen mit einem im gesamten Datenintervall einheitlichen Höhenbezug konnte damit weitestgehend erfüllt werden.

Eine einfache Möglichkeit zur Einschätzung der Qualität der Pegelreihen ist durch die Bildung von Differenzen benachbarter Pegel gegeben. Da die Meeresspiegelvariationen über

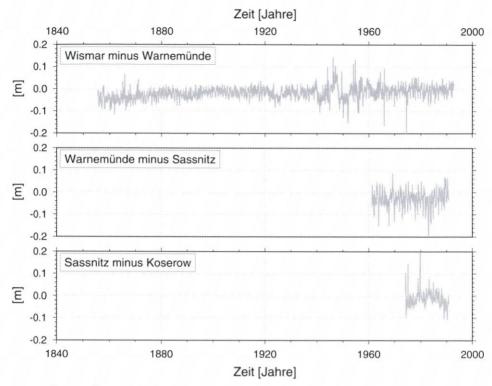


Abb. 7: Differenz zwischen den Reihen von Monatsmittelwerten benachbarter Stationen

diese Entfernungen sehr hohe Korrelationen aufweisen, können sie durch die Differenzbildung zum großen Teil eliminiert werden. Eventuelle Unsicherheiten in der Höhenstabilität der Pegelkontrollpunkte bleiben jedoch erhalten und sind in den Differenzreihen leichter erkennbar. In Abb. 7 sind diese Reihen dargestellt.

Für die Differenzreihe von Wismar und Warnemünde ergibt sich insgesamt eine sehr geringe Standardabweichung von rund 3 cm. Nur wenige Monate weisen Differenzen der Mittelwerte von mehr als 10 cm auf. Eine mögliche Ursache hierfür ist der Ausfall eines der beiden Pegel in dem betreffenden Monat. Da detaillierte Angaben über Pegelausfälle nicht vorlagen, war eine abschließende Klärung jedoch nicht möglich.

In den Anfangsjahren der Beobachtungen bis etwa 1900 zeigt sich in der Differenzreihe von Wismar und Warnemünde ein etwas größerer Trend als im übrigen Zeitintervall. Dieser Sachverhalt ist vermutlich auf die erwähnte Unsicherheit der Höhenstabilität der Pegelbezugspunkte zurückzuführen und ist nicht in tatsächlichen Veränderungen des mittleren Meeresniveaus zwischen Wismar und Warnemünde begründet.

Einige Probleme im Höhenbezug der Messungen könnten auch zwischen 1940 und 1960 bestehen. Welcher Pegel für die auffälligen Unterschiede dieses Zeitraums verantwortlich ist, kann anhand der Pegelreihen selbst nicht beantwortet werden. Eine Möglichkeit zur Beantwortung dieser Frage ist durch den Vergleich mit weiteren Pegelreihen, z. B. dem Pegel Travemünde (JENSEN u. TÖPPE, 1986), gegeben. Diesbezügliche Untersuchungen führten jedoch zu keinen eindeutigen Ergebnissen. Vielmehr konnten auch zeitliche Veränderungen des Meeresspiegels als Ursache nicht ausgeschlossen werden (LIEBSCH, 1997).

Insgesamt kann festgestellt werden, dass die Streuung der älteren Messungen nicht größer ist als die der neueren Messungen. Dies kann als Anzeichen für die hohe Qualität gewertet werden, mit der bereits vor 100 Jahren Pegelmessungen durchgeführt wurden.

Im Ergebnis der Arbeiten stehen Zeitreihen zur Verfügung, die zur Analyse säkularer Veränderungen geeignet sind. In Abb. 8 sind die Reihen aller 4 Pegel graphisch dargestellt.

Säkulare Veränderungen in den Zeitreihen sind deutlich erkennbar und werden hier durch einen linearen Trend approximiert. Die berechneten Anstiege und deren mittlere Fehler sind in Tab. 4 zusammengestellt. Darüber hinaus sind in Tab. 4 auch die mittleren Wasserstände der Pegel zum Zeitpunkt 1976.0 über dem Nullniveau des Höhensystems HN76 sowie deren mittlere Fehler enthalten. Diese Wasserstände können damit auch als Abweichung des mittleren Meeresspiegels von einer Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes interpretiert werden.

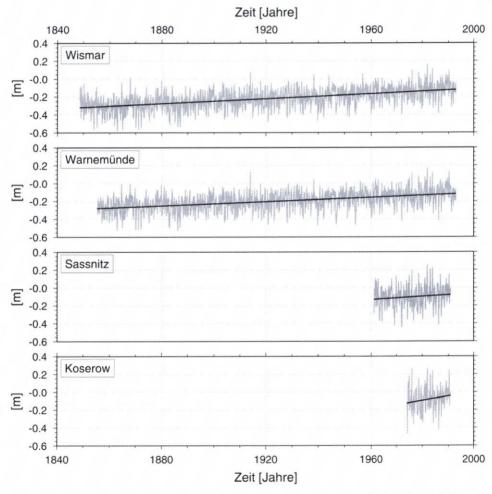


Abb. 8: Wasserstandsreihen der Monatsmittelwerte von Wismar, Warnemünde, Sassnitz und Koserow im Höhensystem HN76

Station	Linearer Trend		Wasserstand 1976.0	
	Linearer Trend [mm/Jahr]	Mittlerer Fehler [mm/Jahr]	Wasserstand [m]	Mittlerer Fehler [m]
Wismar	1.37	0.05	-0.144	0.004
Warnemünde	1.18	0.05	-0.137	0.004
Sassnitz	1.77	0.71	-0.105	0.006
Koserow	5.19	1.83	-0.118	0.015

Tab. 4: Linearer Trend und mittlerer Wasserstand im Höhensystem HN76 zum Zeitpunkt 1976.0

Für alle 4 Pegel ist ein Anstieg des Mittelwassers gegenüber den verwendeten Pegelbezugspunkten zu verzeichnen. Der Unterschied im Anstieg der Reihen von Wismar und Warnemünde ist auf der Grundlage der berechneten Fehlermaße signifikant. Betrachtet man jedoch die in Abschnitt 3 getroffene Abschätzung der Unsicherheit der Pegelbezugspunkte von Wismar und Warnemünde, fällt diese Aussage nicht mehr so deutlich aus.

In Sassnitz und Koserow besteht demgegenüber aufgrund der Vielzahl von Kontrollnivellements im gesamten Beobachtungszeitraum und der zuverlässigen Vermarkung der Pegelbezugspunkte eine geringere Unsicherheit in der Höhenstabilität der Pegelbezugspunkte. Die kurzen Datenreihen (32 bzw. 19 Jahre) führen hier aber zu höheren Fehlern in der Trendberechnung. Selbst innerhalb der Fehlerschranken hat der angegebene Trend für Koserow wenig Aussagekraft und kann beispielsweise nicht zur Extrapolation des mittleren Meeresspiegelniveaus verwendet werden.

Dieser Sachverhalt soll in Abb. 9 verdeutlicht werden. Dargestellt sind Trendwerte für die Pegel Wismar und Warnemünde, die aus Teilintervallen von 20, 30 bzw. 40 Jahren berechnet wurden. Die Teilintervalle wurden über den gesamten zur Verfügung stehenden Zeitbereich um jeweils einen Monat verschoben. In der Abbildung sind die berechneten Trends jeweils dem Mittelpunkt des Zeitfensters zugeordnet worden. Für alle 3 Intervallbreiten sind offensichtlich im gesamten Beobachtungszeitraum Variationen der berechneten Trendwerte vorhanden. Die aus den Reihen von Wismar und Warnemünde berechneten Trends zeigen dabei eine sehr große Ähnlichkeit.

In den 20 Jahre langen Teilintervallen (vergleichbar mit der Länge der Reihe des Pegels Koserow) schwanken die geschätzten Trends zwischen –2 mm/Jahr und 4 mm/Jahr. Die aus dem Gesamtintervall von rund 140 Jahren geschätzten linearen Trends von Wismar und Warnemünde werden damit deutlich über- als auch unterschritten. Höhere Werte von 4 mm/Jahr werden dabei u. a. in den letzten 20 Jahren erhalten, traten aber auch in früheren Zeitintervallen von 20 Jahren (z. B. 1885–1905, 1930–1950) auf. Der gegenüber Wismar und Warnemünde um das 4-fache höhere Trend von Koserow ist also vor allem auf das kurze Datenintervall zurückzuführen.

Für die 10 Jahre längeren Teilintervalle (vergleichbar mit dem Pegel Sassnitz) sind die Variationen der berechneten Trends mit 3 mm/Jahr noch etwa halb so groß. Selbst für die 40 Jahre langen Teilintervalle ergeben sich aber noch Schwankungen in den Trends von mehr als 1 mm/Jahr. Filtertheoretische Betrachtungen und spektrale Untersuchungen ergaben, dass die Ursache der gezeigten Trendschwankungen in langfristigen Meeresspiegeländerungen mit einer Zeitspanne von 25–30 Jahren und einer Größenordnung von 15 mm gesehen werden kann (LIEBSCH, 1997).

Im letzten Abschnitt wurde deutlich, dass die in Tab. 4 angegebenen Trendwerte nicht unmittelbar miteinander verglichen werden können. Unterschiede säkularer Niveauver-

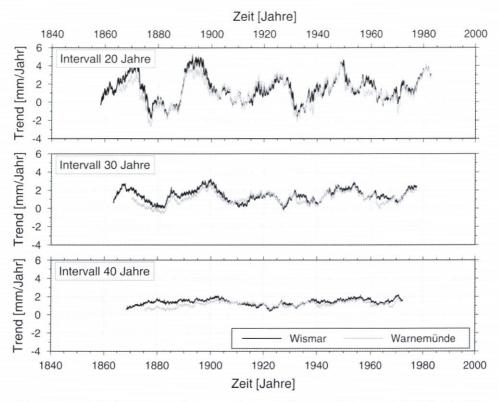


Abb. 9: Linearer Trend aus Monatsmittelwerten der Pegel Wismar und Warnemünde in gleitenden Teilintervallen von 20, 30 und 40 Jahren

schiebungen entlang der Küste von Mecklenburg-Vorpommern können nur aus den Messungen gleicher Zeiträume getroffen werden. Die linearen Trends wurden deshalb noch einmal für die Beobachtungszeiträume der Pegel Sassnitz und Koserow berechnet und in Tab. 5a zusammengestellt. Der Unterschied im linearen Trend zweier Pegelreihen kann natürlich auch direkt aus der Differenz der Monatsmittelwerte geschätzt werden (Tab. 5b). Aufgrund der Korrelation der Wasserstände ergeben sich für die Trenddifferenzen wesentlich geringere Fehlermaße. Die höheren Korrelationen benachbarter Pegel kommen in den in Tab. 5b angegebenen Fehlermaßen sehr gut zum Ausdruck.

Tab. 5a: Vergleich des linearen Trends berechnet aus Monatsmittelwerten desselben Zeitintervalls

Station	1961-1991		1974-1991	
	Linearer Trend [mm/Jahr]	Mittlerer Fehler [mm/Jahr]	Linearer Trend [mm/Jahr]	Mittlerer Fehler [mm/Jahr]
Wismar	2.39	0.55	5.36	1.33
Warnemünde	2.09	0.59	5.43	1.44
Sassnitz	1.77	0.71	4.67	1.73
Koserow	-	-	5.19	1.83

Station	Sassnitz		Koserow	
	Trenddifferenz [mm/Jahr]	Mittlerer Fehler [mm/Jahr]	Trenddifferenz [mm/Jahr]	Mittlerer Fehler [mm/Jahr]
Wismar	0.61	0.35	0.10	0.94
Warnemünde	0.31	0.25	0.21	0.69
Sassnitz	_	_	-0.57	0.56

Tab. 5b: Unterschiede im linearen Trend zweier Pegel berechnet aus den Differenzen der Monatsmittelwerte

Anhand der Tab. 5a und 5b kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass keine signifikanten Unterschiede im Trend der Pegelreihen von Wismar, Warnemünde und Koserow bestehen. Für die Pegelreihe von Sassnitz ergibt sich demgegenüber ein etwas geringerer Trend. Die Fehlermaße sind aber selbst für die Differenzreihen noch sehr groß. Aussagen über mögliche Trendunterschiede haben eine entsprechende Unsicherheit und bedürfen weiterer Untersuchungen.

6. Ausblick

Aufgrund der Größe der relativen säkularen Meeresspiegeländerungen in Mecklenburg-Vorpommern von etwa 1 mm/Jahr werden an Langzeitbeobachtungen von Meeresspiegelveränderungen hohe Anforderungen gestellt werden. Insbesondere systematische Fehlereinflüsse in den Pegelreihen müssen weitgehend vermieden werden. Die Bedeutung eines zuverlässigen Höhenbezuges sowie der Beurteilung der Stabilität der Pegelbezugspunkte für die Interpretation der Ergebnisse ist in diesem Zusammenhang deutlich geworden. Regelmäßige geodätische Höhenkontrollen, die bisher mit der Methode des geometrischen Nivellements durchgeführt wurden, sind zur Kontrolle der Pegelbezugspunkte aus diesem Grund unverzichtbar.

In den letzten Jahren haben satellitengeodätische Messverfahren zunehmend an Bedeutung gewonnen. Mit Hilfe des Global Positioning System (GPS) können Höhen in einem einheitlichen geozentrischen Bezugssystem bestimmt werden. Durch die in den letzten Jahren erreichten Fortschritte der GPS-Technologie ist es möglich geworden, Punktbewegungen mit hoher Genauigkeit zu bestimmen. Regelmäßige bzw. kontinuierliche GPS-Messungen werden zukünftig die Trennung rezenter Erdkrustenbewegung und säkularer Meeresspiegeländerungen voneinander ermöglichen. Für Aufgaben der Pegelkontrolle ist die GPS-Technologie damit dem bisher benutzten Verfahren des geometrischen Nivellements hinsichtlich der Wirtschaftlichkeit, aber auch der Genauigkeit, ebenbürtig bzw. überlegen.

Ein Beispiel für GPS-Aktivitäten an Ostseepegeln sind die im Rahmen der Special Subcomission 8.1. "Studies of the Baltic Sea" der Internationalen Vereinigung für Geodäsie (IAG) durchgeführten Arbeiten. Insgesamt wurden 3 GPS-Kampagnen organisiert (1990, 1993 und 1997), in denen Messungen an etwa 40 Pegeln in allen Ostseeanrainerstaaten erfolgten. In Mecklenburg-Vorpommern wurden in diesen Kampagnen die Pegel Warnemünde und Sassnitz besetzt. In Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern wurden darüber hinaus in der 2. Kampagne Beobachtungen an den Pegeln Wismar und Koserow durchgeführt. Auswertung und Ergebnisse dieser GPS-Messungen sind u. a. in LIEBSCH u. DIETRICH (1994 und 1995), LIEBSCH et al. (1999) und LIEBSCH (1997) beschrieben.

Die Bedeutung von GPS-Messungen zur Kontrolle von Pegelbezugspunkten kommt auch in der Resolution Nr. 1 der Internationalen Vereinigung für Geodäsie, die auf der XXI. Generalversammlung der Internationalen Union für Geodäsie und Geophysik (IUGG) verabschiedet wurde, zum Ausdruck. Darin heißt es:

"Die Internationale Vereinigung für Geodäsie

- stellt fest, daß Pegelmessungen im wesentlichen Relativmessungen darstellen,
- billigt den Vorschlag, sie in ein geodätisches Referenzsystem einzubeziehen, um damit Vorgänge auf Land und auf See voneinander zu trennen, insbesondere solche niederer Frequenz (z. B. Einflüsse durch Klimaänderungen),
- empfiehlt, innerhalb dieses Systems Höhenbestimmungen mit Subzentimetergenauigkeit durchzuführen, und
- ersucht die in Frage kommenden Institutionen, diese Anforderungen unmittelbar vor Ort über permanente GPS-Beobachtungen oder über entsprechende Verbindungsmessungen vergleichbarer Genauigkeit zu erfüllen."

(Resolution Nr. 1 der Internationalen Vereinigung für Geodäsie, Boulder/Colorado 1995 [ZfV 4/1996, S. 178])

7. Zusammenfassung

Die Erfassung und Überwachung von Meeresspiegeländerungen sowohl als Indikator für globale Klimaänderungen als auch zur Planung von Küstenschutzmaßnahmen ist heute von aktueller Bedeutung. Für diese Aufgaben werden möglichst lange, homogene Pegelreihen benötigt, die im gesamten Datenintervall einen einheitlichen, durch lokale Festpunkte definierten Höhenbezug haben. Im vorliegenden Beitrag wurde die Erarbeitung entsprechender Reihen für die Pegel Wismar, Warnemünde, Sassnitz und Koserow in Mecklenburg-Vorpommern beschrieben.

Für unsere Arbeiten konnten wir auf umfangreiche Akten und Veröffentlichungen verschiedener Institutionen zurückgreifen. Den dort enthaltenen Monatsmittelwerten lagen verschiedene Pegelnullpunktshöhen sowie unterschiedliche Datenaufzeichnungsraten zugrunde. Zur Nutzung der Daten für die Untersuchung säkularer Veränderungen mussten deshalb Höhen- und Gezeitenkorrektionen bestimmt werden. Ein weiterer Schwerpunkt der Arbeiten bestand in der Beurteilung der zeitlichen Stabilität und Zuverlässigkeit der verwendeten Pegelbezugspunkte. Die zunehmende Bedeutung von GPS-Messungen für die Belange der Pegelkontrolle wird hervorgehoben.

Als Höhenbezug für die Neubearbeitung der Pegelreihen wurde das auf der Grundlage lokaler Festpunkte bestimmte Nullniveau des Höhensystems HN76 gewählt. Eine Umstellung der Pegelreihen auf das gesamtdeutsche Höhensystem DHHN92 wird durch eine einfache Reduktion der Datenreihen möglich sein. Die notwendigen Reduktionsgrößen sind dabei für jeden Pegel einzeln zu bestimmen und ergeben sich aus dem Höhenunterschied der jeweiligen Pegelbezugspunkte in beiden Höhensystemen.

Säkulare Veränderungen des Meerespiegels in Bezug auf die verwendeten Pegelbezugspunkte sind in den erarbeiteten Reihen aller 4 Pegel deutlich erkennbar. Für die Pegelreihen von Wismar und Warnemünde wurde ein linearer Trend von 1.4 mm/Jahr bzw. 1.2 mm/Jahr bestimmt. Für die Pegel Sassnitz und Koserow ergeben sich demgegenüber deutlich höhere Werte. Die Ursache hierfür liegt in dem Einfluss von langfristigen Meeresspiegelschwankungen mit einer Zeitspanne von 25–30 Jahren auf die wesentlich kürzeren Zeitreihen dieser Pegel. Am Beispiel der Pegelreihen von Wismar und Warnemünde konnte gezeigt werden,

dass derartige Meeresspiegelschwankungen in der Vergangenheit mehrfach auftraten. Sie bewirken eine gegenüber dem Langzeittrend um ein Vielfaches höhere Schätzung des linearen Trends aus Daten der letzten 20–30 Jahre.

Die Trendberechnungen von Sassnitz und Koserow haben daher noch eine große Unsicherheit und können insbesondere nicht zur Extrapolation des mittleren Meeresniveaus über längere Zeiträume verwendet werden.

8. Dank

Die vorliegende Arbeit wurde durch das Staatliche Amt für Umwelt und Natur des Landes Mecklenburg-Vorpommern gefördert. Den Vertretern dieser Behörde, Herrn Dr. Weiss und Herrn Dr. Gurwell, sei für die Zusammenarbeit und Unterstützung besonders gedankt.

9. Schriftenverzeichnis

- Barnewitz, F.: Geschichte des Hafenortes Warnemünde. Konrad Reich Verlag, Rostock, 1992. Berndt: Ergebnisse der Feineinwägungen, Vorheft. Im Auftrag der Trigonometrischen Abteilung der Landesaufnahme, Berlin, 1930.
- ECKHOLD, M.: Johann Albert Eitelwein (1746–1848). Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 9, 1 S. 1–7, 1965.
- HAHN, A. u. RIETSCHEL, E.: Langjährige Wasserstandsbeobachtungen an der Ostsee VI. Baltische Hydrologische Konferenz, Berlin, 1938.
- IHDE, J.: Geodätische Bezugssysteme. Vermessungstechnik 39 (1991)1 S. 13–15 und 39 (1991) 2 S. 57–63, 1991.
- JENSEN, J. u. TÖPPE, A.: Zusammenstellung und Auswertung von Originalaufzeichnungen des Pegels Travemünde/Ostsee ab 1826. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 30 (1986) 4, S. 99–107, 1986.
- KÜHNEN, F.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona, Swinemünde, Pillau und Memel und das Mittelwasser der Nordsee bei Bremerhaven in den Jahren 1898–1910. Berlin, 1916. (Veröffentlichung des Königl. Preussischen Geodätischen Institutes, Neue Folge No. 80)
- LANGE, O.: Entwicklung des Pegelwesens. Gedenkschrift der Bundesanstalt für Gewässerkunde zur 50-jährigen Wiederkehr der Gründung der Preußischen Landesanstalt für Gewässerkunde. Bielefeld, 1952. S. 10–28 (Besondere Mitteilung zum Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch Nr. 4)
- LANGE, O.: 150 Jahre deutsches Pegelwesen. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 1, 4 S. 1-3, 1960.
- LIEBSCH, G. u. DIETRICH, R.: Final results of the First Baltic Sea Level campaign In: Kakkuri, J. (Hrsg.), Final results of the Baltic Sea Level 1990 GPS campaign, Reports of the Finnish Geodetic Institute, Helsinki, 4, 2, S. 31–40, 1994.
- LIEBSCH, G. u. DIETRICH, R.: Analysis strategy and final results of the Second GPS Baltic Sea Level Campaign – In: Kakkuri, J. (Hrsg.), Final results of the Baltic Sea Level 1993 GPS campaign, Reports of the Finnish Geodetic Institute, Helsinki, 95, 2, S. 39–56, 1995.
- LIEBSCH, G.: Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen. Deutsche Geodätische Kommission, Reihe C, H. 485, 108 S., München, 1997.
- LIEBSCH, G.; DIETRICH, R. u. HALBFASS, S.: Determination of heights and height changes in the Baltic Sea region using the Baltic Sea Level GPS Campaigns 1993 and 1997 In: Poutanen, M. and Kakkuri, J. (Hrsg.), Final results of the Baltic Sea Level 1997 GPS campaign, Reports of the Finnish Geodetic Institute, Kirkkonummi, 4, S. 159–175, 1999.
- MONTAG, H.: Die Wasserstände an den ehemaligen Pegelstationen des Geodätischen Instituts Potsdam bis 1944. – Potsdam, 1964. (Arbeiten aus dem Geodätischen Institut Potsdam Nr. 5)

- MONTAG, H.: Bestimmung rezenter Niveauverschiebungen aus langjährigen Wasserstandsverschiebungen der südlichen Ostsee. – Potsdam, 1967. (Arbeiten aus dem Geodätischen Institut Potsdam Nr. 15)
- NAGEL, A.: Astronomisch-Geodätische Arbeiten für die Europäische Gradmessung im Königreich Sachsen, IV. Abtheilung, Das Landesnivellement. Druck und Verlag von P. Stankiewicz, Berlin, 1886.
- PASCHEN, F.: Grossherzoglich Mecklenburgische Landesvermessung. IV. Theil, Die Geometrischen Nivellements, Schwerin, 1882.
- ROHDE, H.: Regelmäßige Pegelbeobachtungen in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts ein Beitrag zur Geschichte der Gewässerkunde. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 12, 1, S. 15–19, 1968.
- Schreiber: Der Normal-Höhenpunkt für das Koenigreich Preussen an der Koeniglichen Sternwarte zu Berlin. Berlin, 1879.
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde. Berlin, 1885. (Publikation des Königl. Preussischen Geodätischen Institutes)
- SEIBT, W.: Gradmessungs-Nivellement zwischen Anclam und Cuxhaven. Berlin, 1888. (Publikation des Königl. Preussischen Geodätischen Institutes)
- SEIBT, W.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Swinemünde. Berlin, 1890. (Publikation des Königl. Preussischen Geodätischen Institutes)
- STIGGE, H.-J.: Nullpunktkorrektur für alle DDR-Küstenpegel (Mitteilung der Wasserwirtschaftsdirektion Küste). Beitr. Meeresd., Berlin 60, S. 53–59, 1989.
- TAL: Ergebnisse der Feineinwägungen, Heft IVb (Land Mecklenburg). Berlin, 1937, Trigonometrische Abteilung des Reichsamtes für Landesaufnahme
- TAUBENHEIM, J.: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig, 1969, Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G.
- WEISE, H.: Bezugsniveau rezenter Krustenbewegungen. Interner Forschungsbericht des Zentralinstituts für Physik der Erde, Postdam, 1882.
- WEISE, H.: Untersuchungen zum Problem des Bezugshorizontes zwecks Ableitung von Niveauverschiebungen zwischen Land und Meer. Interner Forschungsbericht des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam, 1983.
- WESTPHAL, A.: Der kurvenzeichnende Kontrollpegel, System Seibt-Fuess. Zeitschrift für Instrumentenkunde 16, 2, S. 41–45, 1894.
- WESTPHAL, A.: Das Mittelwasser der Ostsee bei Travemünde, Marienleuchte, Wismar, Warnemünde, Arkona und Swinemünde in den Jahren 1882/1897 Berlin, 1900. (Veröffentlichung des Königl. Preussischen Geodätischen Institutes, Neue Folge No. 2).

Zyklen in den Differenzen täglicher mittlerer Wasserstände zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln

Von Hans-Joachim Stigge, Ines Perlet u. Barry Broman

Zusammenfassung

Die Differenzen täglicher mittlerer Wasserstände zwischen der nördlichen und südlichen Ostsee (Schweden und Deutschland) wurde mit Hilfe einer 20-jährigen Reihe untersucht. Neben dem isostatischen Effekt und einer deutlichen Jahresperiode wurde ein etwa 10-jähriger Zyklus gefunden. Außerdem gibt es Symptome für verschiedene Zyklen der Größenordnung Monate und Wochen. Einige dieser Zyklen werden auch bei atmosphärischen Prozessen beobachtet. Der Zusammenhang zwischen Wind und Hydrodynamik lässt es deshalb naheliegend erscheinen, auch längere Zyklen in den Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlicher und südlicher Ostsee als Indikatoren für Wetter und Klima aufzufassen.

Summary

The differences of daily mean water levels between the northern and southern Baltic Sea (Sweden and Germany) has been investigated by means of a 20 years series. In addition to the isostatic effect and a distinct yearly period, a cycle of about 10 years was found. Moreover, there are symptoms of various cycles in the range of months and weeks. Some of these cycles have been observed on atmospheric processes, too. Due to the correlation between wind and hydrodynamics, it seems to be obvious, to consider longer cycles in the water level differences between northern and southern Baltic sea as indicators of weather and climate.

Inhalt

1.	Einleitung	29
	Vorbereitung der Daten	
3.	Auswertung	31
	3.1 Mittelwerte und Trend	31
	3.2 Harmonische Analyse	33
4.	Interpretation und Schlussfolgerungen	35
	Schriftenverzeichnis	

1. Einleitung

Abschätzungen künftiger hydrologischer Extremereignisse stützen sich meist auf Statistik oder die Annahme von Szenarien. Spezielle Arbeiten (HUPFER et al., 1998) lassen den Schluss zu, dass mögliche globale Klimaveränderungen keine neue Qualität von Sturmflutszenarien an der deutschen Ostseeküste liefern werden und ein wachsendes Gefährdungspotential sich eher aus dem langsamen Meeresspiegelanstieg infolge der Plattentektonik oder infolge eines eustatischen Effektes ergeben könnte. Bei der Untersuchung langjähriger Was-

serstandsmessreihen der Ostsee fallen aber immer wieder Zyklen auf, die sowohl astronomisch als auch wetter- bzw. klimabedingt sind. Halbtägige Gezeitenreste gibt es wegen der relativ engen Verbindungen zur Nordsee nur in der Beltsee. Ihre Amplituden betragen dort einen bis höchstens zwei Dezimeter und klingen im Zentralbereich der Ostsee ab. Ganztägige Zyklen können sowohl als Gezeitenanregung als auch als Windwirkungen gedeutet werden. Entsprechende Signale findet man auch in Strömungs- und Trübungsmessreihen (GIENAPP, 1993). Wesentlich langsamere Vorgänge, wie halbjährliche oder noch längere Tiden wurden im gesamten Seegebiet schon auf der Basis von Monatsmittelwasserständen untersucht. Ihre Amplituden nehmen oft ,binnenwärts' zu. Selbst bei der Saros-Periode, die an der deutschen Ostseeküste nur ca. einen Zentimeter beträgt, scheint dies der Fall zu sein (WEISE, 1990, S. 88). Die statistische Signifikanz langer Wasserstandsperioden ist allerdings umstritten und scheint von den verwendeten Zeitreihen abzuhängen (LIEBSCH, 1997, S. 56). Vergleiche der Phasenlagen langer Partialtiden an der nördlichen und südlichen Ostsee zeigten, dass es offenbar externe und interne Anregungsmechanismen gibt (STIGGE, 1993). Während sich langfristige Veränderungen des Wasserhaushaltes an allen Pegeln gleichphasig bemerkbar machen, können die internen Anregungen durch eine relative Gegenphasigkeit von nördlichen und südlichen Ostseepegeln gekennzeichnet sein. Dies ist der Fall, wenn eine z. B. über Jahre dominante Windrichtung im Norden und Süden entgegengesetzte Wirkungen hervorzurufen vermag. (Im Ostseeraum dominiert Südwestwind.) Normalerweise verändern sich die ursächlichen Luftdruck- und Windfelder jedoch innerhalb von Stunden oder Tagen. Der Umkehrschluss, dass alle langen Wasserstandszyklen, die sich aus den Windfeldern über der Ostsee herleiten, im Norden und Süden entgegengesetzte Phasenlagen aufweisen, wäre also falsch. Aus dem Vergleich der Wasserstände und Höhensysteme geht hervor, dass der mittlere Meeresspiegel in St. Petersburg etwa 15 cm höher liegt als an der deutschen Küste. Auch dies resultiert unter anderem aus der windgetriebenen Hydrodynamik (vgl. WEISE, 1990, S. 37). Die Momentanwerte der Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln liegen größenordnungsmäßig oft bei mehreren Dezimetern und können im Extremfall bis zu 5 Meter betragen (Hochwasser im Süden, Niedrigwasser im Norden oder umgekehrt). Da die einknotigen Eigenperioden der Ostsee 27 bis 39 Stunden betragen, erfordert eine Untersuchung eigentlich stündliche Auflösung. Zur Darstellung der hier interessierenden Frequenzbereiche musste der Vergleich von Tagesmittelwerten ausreichen.

2. Vorbereitung der Daten

Die Datenbasis bildeten zwei synchrone 20-jährige Wasserstandsmessreihen, die aus den Tagesmittelwerten der Stationen Wismar und Warnemünde (Deutschland) bzw. Stockholm und Spikarna (Schweden) bestanden. Wie üblich wurden dabei die Sollhöhenunterschiede zu den Pegelfestpunkten konstant gehalten. Damit ist die physikalische Höhe der Pegelnullpunkte zeitlich variabel. Da auf Theorie und Unsicherheiten der Höhensysteme nicht eingegangen werden kann, wurde die Interpretation absoluter Wasserstände unterlassen. Es wurde lediglich versucht, zu einem Zeitpunkt einen ungefähren gemeinsamen Höhenbezug herzustellen. Zunächst wurden die älteren deutschen Wasserstandsdaten auf den aktuellen Pegelnullpunkt PN = HN 76–514 cm umgerechnet. Dazu wurden die Originaldaten von Wismar vom Beginn der Reihe bis zum 31. 10. 1985 um jeweils 4 cm erhöht. Die Originaldaten von Warnemünde wurden vom Beginn der Reihe bis zum 31. 10. 1985 um jeweils 2 cm erhöht. Anschließend erfolgte ein formaler Bezug auf NN. Da die Systemdifferenz HN-NN pau-

schal mit 15 cm angegeben wird, wurden alle deutschen Daten um 499 cm reduziert. Für den Norden wurde von schwedischer Seite folgende Datentransformation empfohlen:

- Reduktion der Originaldaten von Stockholm um 192 cm.
- Reduktion der Originaldaten von Spikarna um 309 cm.

Durch Bildung der arithmetischen Mittelwerte aus jeweils zwei nördlichen bzw. zwei südlichen Pegeln sollten lokale Effekte unterdrückt werden.

3. Auswertung

3.1 Mittelwerte und Trend

In Abb. 1 ist die nach 2 aufbereitete Zeitreihe der Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlichen und südlichen Pegeln dargestellt. Die Lage des Mittelwertes um Null zeigt, dass die Höhenreduktion der Daten zweckmäßig war. Sehr auffällig ist der Jahreszyklus. Da das Kalenderjahr die Winter schneidet, zählt man 21 mehr oder weniger ausgeprägte Fluktuationsmaxima.

In Abb. 2 wurde diese Zeitreihe zunächst einer 365 Tage übergreifenden Mittelwertbildung unterzogen. Dadurch reduziert sich der Ordinatenmaßstab, so dass der Trend zur Abnahme der Differenzen von 0,68 cm/a deutlicher hervortritt (Regressionsgerade in Abb. 2).

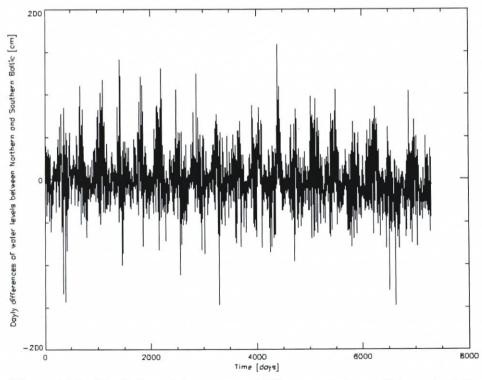


Abb. 1: 20-jährige Zeitreihe der täglichen Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln (1978–1998)

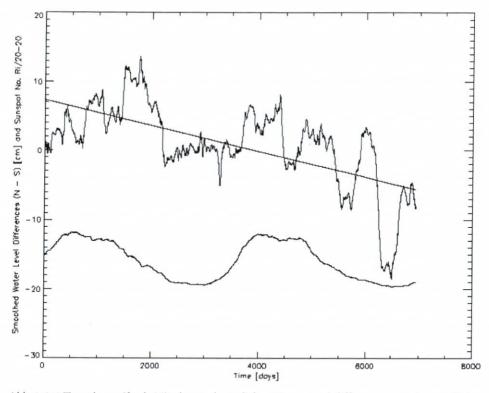


Abb. 2: 365 Tage übergreifende Mittelwerte der täglichen Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlicher und südlicher Ostsee aus den Kalenderjahren 1978 bis 1997, dazugehöriger Trend und transformierte Sonnenflecken – Relativzahlen (s. Text)

Infolge der rezenten Erdkrustenbewegung nehmen die mittleren Wasserstände im Süden zu und im Norden ab, so dass sich die Differenzen (Nord – Süd) mit der Zeit verkleinern. Die Wasserstandsdaten weisen aus, dass dieser Effekt zu ca 88 % auf die Landhebungen im Norden und nur zu 12 % auf die Landabsenkungen im Süden zurückzuführen ist. Da der Trend gut mit den bekannten lokalen Raten übereinstimmt, scheint er eher geotektonischen als hydrodynamischen Ursprungs zu sein. Auch ein eustatischer Anteil dürfte schwerlich regionale Unterschiede dieser Größenordnung bewirken. Denkt man sich die Kurve in Abb. 2 um den linearen Anteil reduziert, erkennt man einen 10-jährigen und zeitweise auch einen ca. 3-jährigen Zyklus. Während man eine 10-jährige Periode nachweist, werden 3-jährige Perioden nur im Zeitfenster der letzten 10 Jahre gefunden. Das Auftauchen und Verschwinden eines ca. 3-jährigen Zyklus der Wasserstände in der südlichen Ostsee ist bekannt (vgl. LIEBSCH, 1997, S. 60). Als Ursache der hohen Differenzen im 1. und 3. Viertel der Messepoche gegenüber den relativ geringen Differenzen im 2. und 4. Viertel kommt die nahezu phasengleich liegende Sonnenfleckenhäufigkeit in Betracht. Zum Vergleich wurden die entsprechenden Sunspot-files des SIDC am Royal Observatory of Belgium (URL 1) in die Abb. 2 aufgenommen.

Dazu wurden die Relativzahlen in gleicher Weise wie die Wasserstandsdifferenzen geglättet und wegen des Ordinatenmaßstabes durch 20 dividiert sowie um 20 reduziert. Beziehungen zwischen der Sonnenfleckenhäufigkeit und den Ostseewasserständen wur-

den schon frühzeitig entdeckt (BREHMER, 1914). Sie sind vermutlich durch atmosphärische Vorgänge bzw. Witterungsprozesse bedingt (LABITZKE u. VAN LOON, 1988; STIGGE, 1991). Der Korrelationskoeffizient zwischen den Kurven in Abb. 2 beträgt allerdings nur 0,56.

3.2 Harmonische Analyse

Periodische oder zyklische Prozessverläufe treten in der Natur häufig auf. Ein Standardwerkzeug der mathematischen Auswertung ist die harmonische Analyse. Um zu betonen, dass dies lediglich ein Verfahren ist, um physikalische Inhalte verständlicher zu machen, sei hier die Mathematik kurz erläutert. Bei gegebenen 2n Stützstellen y_m einer Funktion bzw. Zeitreihe, ist deren trigonometrische Summe

$$s_n = \frac{a_0}{2} + \sum_{k=1}^{n-1} c_k \cos(k\omega t - \varphi_k) + \frac{a_n}{2} \cos n\omega t$$
 (1)

mit

$$c_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}$$
, $\varphi_k = \arctan \frac{a_k}{b_k}$ (2a, b)

eine beste Approximation, im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate, wenn die Fourierkoeffizienten a_k und b_k nach den Besselschen Formeln ermittelt werden:

$$a_0 = \frac{1}{n} \sum_{m=0}^{2n-1} y_m, \qquad a_k = \frac{1}{n} \sum_{m=0}^{2n-1} y_m * \cos\left(\frac{m}{n} * k * \pi\right)$$
 (3a, b)

$$b_k = \frac{1}{n} \sum_{m=0}^{2n-1} y_m * \sin\left(\frac{m}{n} * k * \pi\right) \quad \text{für } k = 1, 2, 3 \dots n$$
 (4)

Die Koeffizienten ck lassen die Bedeutung einzelner Partialtiden erkennen. Der Vergleich der Phasenwinkel φ_k im Norden und Süden gestattet weitere Schlüsse. Im vorliegenden Falle fiel auf, dass die hochfrequenten Anteile im Süden, die niederfrequenten Anteile im Norden dominieren. Das hochfrequente Rauschen im Süden ist teilweise auf die Gezeitenreste zurückzuführen. Abb. 4 zeigt das Spektrum der periodischen Anteile in den täglichen Wasserstandsdifferenzen zwischen südlicher- und nördlicher Ostsee. Die im Einzelfall sehr hohen Differenzen aus Abb. 1 lassen sich im erster Linie stochastisch deuten. Sie erzeugen ein breites Spektrum hochfrequenter Anteile. Offensichtlich gibt es aber auch charakteristische Zyklen im niederfrequenten Bereich. Mit Blick auf die Phasenlagen wurden nicht nur die Wasserstandsdifferenzen zwischen Süden und Norden, sondern auch die jeweiligen lokalen Wasserstände analysiert. In Tab. 1 sind Amplituden und Phasenlagen von den 16 markantesten periodischen Summanden der insgesamt 3652 harmonischen Anteile dargestellt. Da es auch auf den Vergleich der Phasenlagen zwischen nördlichen (N) und südlichen (S) Pegeln ankam, war bei deren Berechnung die Mehrdeutigkeit des Arkustangens (Gl. 2b) zu berücksichtigen. Die Phasenwinkel (Ph) wurden abhängig von Größe und Vorzeichen der a_k und bk ihrem jeweiligen Quadranten zugeordnet. Die Differenz der im Norden und Süden

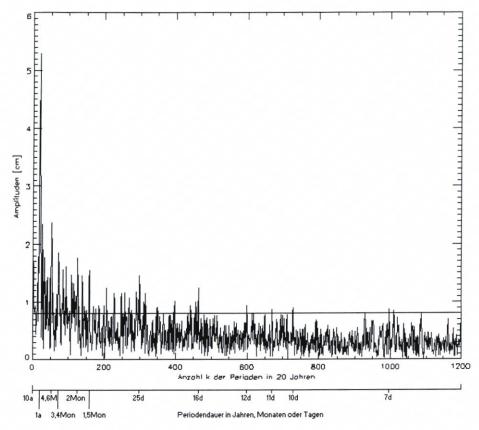


Abb. 4: Amplitudenspektrum der täglichen Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln aus der 20-Jahres-Reihe 1978–1997

Tab. 1: Konstante und 16 markante periodische Summanden zur Approximation einer 20-jährigen Reihe der täglicher Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln

k	T [d]	AS [m]	AN [mm]	AD [mm]	PhN	PhS	Marke
0	0	60	72	-12	/	/	/
1	7305	16	44	31	85	111	+
2	3652	4	25	21	154	165	+
19	384	22	56	37	213	190	+
20	365	38	88	53	298	280	+
21	347	18	53	39	41	10	+
23	317	13	37	25	329	348	+
53	137	11	23	24	99	177	
72	101	8	20	19	350	59	
125	58	10	12	18	222	332	
159	45	8	15	16	173	251	
298	24	10	5	15	112	257	-
464	15	11	3	12	276	29	
599	12	9	2	9	94	194	
670	10	7	2	9	21	140	
729	10	8	2	9	284	35	
997	7	7	1	9	14	165	-

ermittelten Phasenlagen |PhS – PhN| kann höchstens 180° betragen. Betrug sie weniger als 61°, wurde in der letzten Spalte 'Marke' von Tab. 1 das Zeichen '+' eingetragen, betrug sie mehr als 120° wurde hier ein '–' gesetzt. Zwischen 61° und 120° erfolgte keine Kennzeichnung.

4. Interpretation und Schlussfolgerungen

Untersuchungen der Wasserstandsdifferenzen zwischen nördlicher und südlicher Ostsee erfolgten bisher meist auf der Basis von Jahrhundertreihen monatlicher Mittelwerte. Unsere Messreihe hat zwar nur eine Länge von 20 Jahren, dafür aber eine 30-fach höhere Auflösung und basierte auf stündlichen Messwerten. Damit entfallen sowohl Zufallseinflüsse als auch Aliasingeffekte aus den Gezeitenresten, die bei Messreihen auf der Basis täglicher Terminwerte nicht auszuschließen sind. Der in Tab. 1 vorgenommene Vergleich von Amplituden und Phasen der nördlichen und südlichen Komponenten erklärt das Zustandekommen der Wasserstandsdifferenzen. Man erkennt die allgemein niedrigen Phasendifferenzen für Langzeitprozesse, während die hohen Phasendifferenzen meist erst im höheren Frequenzbereich auftreten. Wenn man in einer Tabelle alle Amplituden über 0,8 cm darstellt (oberhalb der Markierung in Abb. 4), wird dies noch deutlicher. Aus Platzgründen wurde darauf verzichtet. Auch der anfangs erwähnte ca. 10-jährige Zyklus tritt bei k = 2 im Norden und Süden relativ gleichphasig und mit wesentlich höherer Amplitude im Norden auf. Die Amplitude der Grundschwingung (k = 1) liegt mit 3,1 cm in einer Größenordnung, die den linearen Trend abbilden könnte. Da die niedrigen Frequenzen des Fourierspektrums auch einfache stetige Funktionen abbilden, ist bei ihrer Interpretation Vorsicht geboten. Wir haben hier aber nicht einmal den Trend eliminiert, weil es durchaus sein könnte, dass lineare Anteile, die man im Datenmaterial feststellt, teilweise auch durch periodische bzw. zyklische Abläufe erzeugt sein könnten. Artefakte sind also in keinem Falle ganz auszuschließen. Der Jahresgang bei k = 19 ... 23 und ein ca. 5-monatiger Zyklus bei k = 53 dürfen jedoch eindeutig natürliche Phänomene widerspiegeln. Für die 3-, 2- und 1,5-monatigen Anteile (k = 72 ... 159) fehlt z. Z. eine Erklärung. Interessant erscheinen aber auch die Perioden um 24 d (k = 298), 16 d (k = 464), 12-10 d (k = 599 ... 729) und 7d (k = 997). Es liegt nahe, dass es selbst im Mittel langer Zeiträume Wahrscheinlichkeitsmaxima für die Veränderung der Windcharakteristik bei 12, 8 oder 6 bis 3,5 Tagen gibt. Atmosphärische Zyklen in den hier beobachteten Größenordnungen sind nicht unbekannt. SCHERHAG (1948) beschrieb z.B. eine 16-tägige troposphärische Welle. APPENZELLER (1995) berichtet von einem 7-Tages-Zyklus bei der Intrusion stratosphärischer Luft in die zentraleuropäische Troposphäre als Auslöser für Instabilitätsentwicklungen. Die Amplituden der Perioden unterhalb von 20 Tagen sind im Norden durchweg kleiner als ein halber Zentimeter, d. h., die Schwankungen basieren hauptsächlich auf den Fluktuationen an den südlichen Pegeln. Trotzdem wird angeregt, die Differenzen zwischen nördlichen und südlichen Ostseepegeln weiterhin aufmerksam zu analysieren und Vergleiche mit meteorologischen Zeitreihen vorzunehmen. Letzteres war in diesem Rahmen leider nicht möglich.

5. Schriftenverzeichnis

APPENZELLER, C.: Wave developments on surface fronts and stratospheric intrusions, Ph.D. thesis, ETH-Zuerich, Nr. 10471, 1995.

Brehmer: Tiden von langer Periode im mittleren Wasserstande der Ostsee zu Swinemünde. Ann. d. Hydrographie u. Marit. Meteorologie, Berlin, 1914.

- GIENAPP, H.: Seiches, Tides and their Subharmonics in the Baltic. Deutsche Hydrogr. Zeitschr. 45, Hamburg, 1993.
- HUPFER, P.; BAERENS, C.; KOLAX, M. und TINZ, B.: Zur Auswirkung von Klimaschwankungen auf die deutsche Ostseeküste. Spezialarbeiten aus der AG Klimaforschung des Met. Inst. der Humboldt-Universität zu Berlin, Nr. 12, Berlin, 1998.
- LABITZKE, K. u. VAN LOON, H.: Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the Atmosphere, Part I III, Journal of Climate, 1988–1989.
- LIEBSCH, G.: Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen. Deutsche geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe C, Dissertationen, H. 485, München, 1997.
- SCHERHAG, R.: Neue Methoden der Wettervorhersage und Klimaforschung, Springer Verlag Berlin/Göttingen/Heidelberg, 1948.
- STIGGE, H.-J.: The correlation between two water gauges as an indicator of hydrodynamics in the Western Baltic. Contribution to the UNESCO-Workshop "storm 91", Hamburg, 1991.
- STIGGE, H.-J.: Sea level change and high-water probability on the German Baltic coast. Contribution to the UNESCO-Workshop "SEACHANGE '93", Amsterdam, 1993.
- WEISE, H.: Longperiodic and short-periodic fluctuations of the water level of the southern Baltic Sea. Gerlands Beiträge zur Geophysik Bd. 97, H. 3, Leipzig, 1988.
- WEISE, H.: Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen im südlichen Ostseeraum. Veröff. d. Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 115, Potsdam, 1990.
- URL 1: Royal Observatory of Belgium, Sunspot Index Data Center: http://www.oma.be/KSB ORB/SIDC/DATA/DAILYSSN/dssn19xx.dat

5x synoptische Vermessungen der deutschen Küstengewässer der Nordsee / Archivierung der Ergebnisse / Nutzung des Digitalen Tiefenmodells Küste DIGEKÜ

Von WILFRIED SCHLEIDER

Zusammenfassung

Seit dem Jahr 1975 werden im 5-Jahres-Intervall Vermessungen der Tidegewässer vor der Küstenlinie der deutschen Nordseeküste so koordiniert, dass eine großflächige Nutzung der Tiefendaten möglich ist. Seeseitig begrenzt wird diese Fläche durch die 20-m-Tiefenlinie. Beteiligt sind Dienststellen des Bundes, der Küstenländer und der Niederlande. Für die Vermessungen wurde das "Prinzip der Vergleichbarkeit" vereinbart. Im Folgenden soll ein Überblick über das bisher Erreichte, die Datenbehandlung, -bearbeitung und -archivierung gegeben werden.

Summary

Since 1975, coordinated hydrographic surveys of the German coastal areas of the North Sea to the 20m-contour line have been carried out in order to obtain a synoptic bathymetry of a vast area. Survey parties from Germany and The Netherlands are involved in this very important task. For the survey, the principle of comparability has been agreed on. The paper presents an overview of the series of surveys and decribes data handling and archiving.

Inhalt

1.	Einleitung	37
2.	Festlegungen für die Durchführung der synoptischen Vermessungen	38
3.	Archivierung der Daten der synoptischen Vermessungen	40
	3.1 Formate der Datenarchivierung	40
4.	Das DIGEKÜ als Grundlage für ein GISKÜ	48
5.	Optimierung des DIGEKÜ zum Geographischen Informationssystem GISKÜ	50
6.	Ausblick	50
7.	Schriftenverzeichnis	51

1. Einleitung

Angeregt durch verschiedene Studien und gezielte Beobachtungen morphologischer Veränderungen im Jade-/Weserästuar durch die WSV des Bundes faßte im Jahre 1974 das KFKI den Beschluss, durch quasi-synoptische Vermessungen des deutschen Küstenvorfelds unter Mitwirkung fast aller Küstendienststellen morphologische Veränderungen großräumig zu erfassen. Das entsprechende KFKI- Projekt wurde vom damaligen Bundesminister für Forschung und Technologie (BMFT) für die Vermessungen der Jahre 1974/76 und 1979/81 gefördert. Aufnahme und Darstellung der Veränderungen waren auf den Maßstab 1:25 000 auszulegen. Die zeitorientierten Koordinatentripel stellen die Lagewerte in Gauß-Krüger-

Koordinaten sowie den Höhen-/Tiefenbezug auf NN dar. Die Projektleitung für die Aufgabe oblag zunächst dem BSH (vormals DHI). Der Rijkswaterstaat der Niederlande war und ist mit Vermessungen im Dollart beteiligt (BETTAC, SCHLEIDER, SINDERN, 1984).

Die im Projekt beteiligten Wasser- und Schifffahrtsämter der WSV des Bundes, das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (vormals DHI) sowie die Küstendienststellen Niedersachsen und Schleswig- Holstein benötigen die Vermessungsergebnisse vorrangig für die Herstellung eigener Karten und Pläne für Durchführung ihrer eigenständigen Aufgaben, für morphologische Analysen und Epochenvergleiche als Grundlage für langfristige Vorhersagen.

Nach Übergang der Aufgabe 1984/86 auf die WSV wurden Planung, Durchführung der Folgevermessungen und die Leitung des Projektes im Jahr 1986 dem Verfasser bei der WSD Nordwest in Aurich übertragen (SCHLEIDER, 1987). Die 5. synoptische Vermessung 1994/96 ist nunmehr abgeschlossen; die Tiefenpunktinformationen sind im zentralen Rechner der WSV bei der BAW Karlsruhe archiviert.

Im Folgenden werden kurz wesentliche Organisationsmerkmale des Projektes, die Datenarchivierung sowie Anwendungen im Digitalen Geländemodell Küste (DIGEKÜ) als Vorstufe eines Geographischen Informationssystems Küste (GISKÜ) der WSV vorgestellt.

2. Festlegungen für die Durchführung der synoptischen Vermessungen

Auf der Grundlage damaliger wissenschaftlicher Erkenntnisse wurden sowohl die Ausdehnung der Untersuchungen (Abb. 1) als auch die Häufigkeit der Wiederholungen (BETTAC, SCHLEIDER, SINDERN, 1984) festgelegt. Aus Kapazitätsgründen wurde die Synopse für drei zusammenhängende Aufnahmejahre jeweils in den Teilgebieten 1) Jade-, Weser- und Elbeästuar, 2) Dollart/Ostfriesische Küste und 3) Westküste Schleswig- Holstein/Sylt definiert. Die Vermessung umfaßt insgesamt 9000 km2 Fläche (SCHLEIDER, 1988). Die Basisvermessung und die 1. Wiederholung wurden mit hydrographischen, geodätischen und flugzeuggestützten Verfahren durchgeführt. Bei Folgevermessungen fanden nur noch hydrographische Verfahren Anwendung (SCHLEIDER, 1997).

Alle Ergebnisse eines Aufnahmejahres wurden diesem per Definition zugeordnet. Eine weitere zeitliche Differenzierung erfolgte zunächst nicht. Die über NN liegenden Wattflächen wurden nur alle 10 Jahre erfasst und auch nicht flächendeckend. Die auf den Maßstab bezogene Ortungsgenauigkeit von +/- 2/10 mm oder +/- 5 m mit einem Vertrauensniveau von 68 % (1 σ) ist auch für die Hyperbelortung mit Syledis erreicht. Bisherige Auswertungen lassen die Annahme einer Genauigkeit für den Tiefenpunkt von +/- 0,3 m, ebenfalls mit einem Vertrauensniveau von 68 % (1 σ) zu, auch bei – im Gegensatz zur Pegelschickung, es wurde mit einem temporären Pegelnetz zur Ergänzung des Dauerpegelnetzes gearbeitet - indirekte Beschickung mit Hilfe der Wasserstandserrechnungskarte WEK des BSH (SCHLEIDER, 1997). Geringer in der Qualität sind dennoch wegen Abstand zum Bezugspegel solche Vermessungsergebnisse, wie sie aus dem äußeren Aufnahmegebiet mit Tiefen über 10 m vorliegen. Der Bezug der Tiefenangaben zu SKN wurde entsprechend dem angewendeten Beschickungsverfahren ermittelt, eine Umrechnung nach NN erfolgte über Umringspolygone, durch die Flächen gleicher Differenz zwischen SKN und NN festlegt werden. Zeitabhängige Vergleiche der Küstenmorphologie erfordern einen eindeutig definierten Bezugshorizont. Das veränderliche SKN ist kein geeigneter Bezugshorizont.

Die Vermessungen der Küstendienststellen lieferten maßstabsbezogen optimale Ergeb-

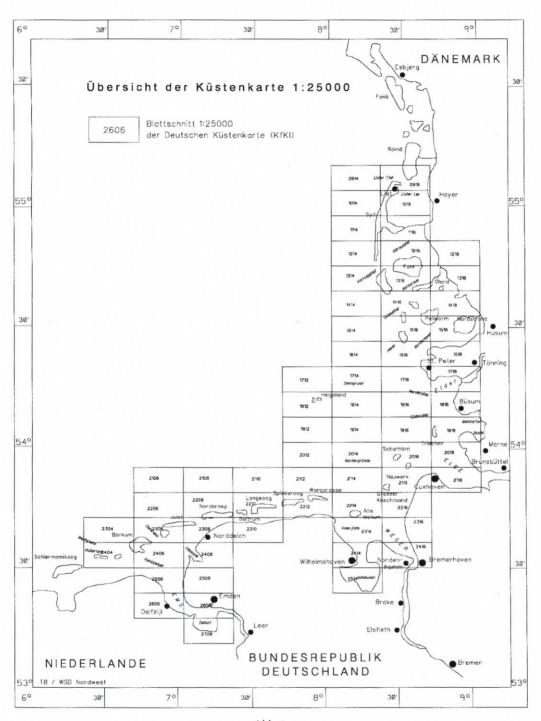


Abb. 1

nisse. Gelotet wurde auf 50 bis 250 m parallelen Vermessungsprofilen mit einer hohen Echolotfrequenz (100/210 kHz). Die Ausrichtung der Profile sollte senkrecht zu den Tiefenlinien verlaufen.

Die Tiefenpunktgenauigkeit kann nunmehr, insbesondere durch Umstellung der Ortung von Syledis auf GPS mit der Referenzstation Helgoland mit von der Neigung der Gewässersohle abhängigen Genauigkeit von +/- (0,3 + 10 x tan a) in mangenommen werden (Vertrauensniveau 95 % = 2 σ), a = Geländeneigung (SCHLEIDER,1997). Der von der Geländeneigung abhängige Fehleranteil aus der Ortungsgenauigkeit ist hierbei berücksichtigt. Auch ist hierbei davon auszugehen, daß nur noch zufällige Abweichungen definiert sind.

Die Ergebnisse der Erstvermessung 1974/76 wurden aus Vermessungen und Digitalisierungen von Seekarten (SKN) und Wattkarten (NN) der Küstenländer erhalten. Eine nennenswerte Datenverarbeitung fand nicht statt. Die Ergebnisse genügen den Anforderungen des mehrfarbigen Kartendrucks "Küstenkarte 1: 25000".

Bei der Vermessung 1979/81 wurde das Flugzeug gestützte Wasserlinienverfahren (Serieneinzelbildauswertung) für die Vermessung der trocken fallenden Wattflächen eingesetzt.

3. Archivierung der Daten der synoptischen Vermessungen

Entsprechend dem Projektauftrag wurde die Archivierung der Tiefenvermessung, der Basisvermessung und der 1. Wiederholung beim DHI (jetzt BSH) in Hamburg durchgeführt. Die Tiefenangaben liegen auf CD N1KF 01 komprimiert auf SKN vor. Diese CD wurde im November 1995 im Zuge der Umstellung der Rechnerumgebung auf das Betriebssystem Unix erstellt. Alle Tiefendaten wurden geordnet und gleichartig im KUEFO90- Format formatiert.

Nach Herstellung der CD und Plausibilisierung der übertragenen Daten wurden die ursprünglichen Datenträger aus Platzgründen vernichtet. Die Dateien sind nach Vermessungsverfahren und Aufnahmejahren geordnet.

Ab 1982 werden Ergebnisse der synoptischen Vermessungen (WSV, BSH, andere KFKI-Dienststellen der Länder, Rijkswaterstaat, tlw. Vergaben z.B. Wasserlinienverfahren) bei der BAW in Karlsruhe archiviert, bis 1989 auf SKN und ab 1990 auf SKN und NN bezogen. Die Vermessungen waren von den Beteiligten so aufzuarbeiten, dass bei der BAW plausibilisierte Vermessungsergebnisse für das Format KUEDAT (KUEstenpeilDATen) abgelegt werden konnten. Die Vermessungen wurden nicht nur hinsichtlich ihrer Stetigkeit zu angrenzenden Gebieten überprüft; auch Unstetigkeiten z. B. wegen Baggeraktivitäten wurden berücksichtigt.

3.1 Formate der Datenarchivierung

Die zunächst in der WSV eingesetzte Aufnahmesoftware NAVISOFT 1000 der Fa. Navitronic wurde letztmalig für die Vermessung 1994/96 angewendet und ist nunmehr durch die Software HYDROMAP SUSY der Fa. STN Atlas Elektronik ersetzt. Eine parallele Entwicklung fand in den Peilbüros der WSÄ für die Auswertesoftware von der Fa. Haumann u. Zülsdorf über das Auswertesystem KUEstenPEILung hin zur Auswertesoftware TIMPAN (Technisch Interaktive Verarbeitung von Messdaten im Peilwesen, Archivierung und späterer Nachweis) statt.

Eine Ausdünnung der Aufnahmedaten erfolgt nicht. Alle Daten eines Jahres sind in einer Datei unter der entsprechenden Jahreszahl abgelegt. Das Küstengebiet der deutschen Nordsee ist für dieses Projekt in 3 Jahresdateien aufgeteilt, nämlich Jade-/Weser-/Elbeästuar, Ostfriesische Küste und Nordfriesische Küste. Die Vermessungen wurden zeitlich entsprechend alle 5 Jahre durchgeführt.

In KUEDAT hatten bis 1984/86 Datensätze folgendes Format mit Gauß- Krüger- Koordinaten des Besselellipsoids (PD):

ateiname: JP.Emden.1986.SKN		
x-Koordinate (m)	y-Koordinate (m)	Tiefe (m)
2563646.664	5917586.235	-11.190
2563650.756	5917589.490	-11.470
Usw.		

Nach Einführung des Peilauswertesystems KUEPEIL in der WSV wird seit 1.1.1990 das Datenformat KUEFO90 für die Archivierung bei der BAW in Karlsruhe angewendet:

Dateiname: JP.Emden	.1992		
H 10106921105067001	100 38000 -3 -283 100 57	Paapsand	
R 2581439.9 5911672.9 -8.40 -10.30			
x-Koordinate (m)	y-Koordinate (m)	Tiefe (m) / NN	Tiefe (m) / SKN
R 2581439.9	5911672.9	-8.40	-10.30
D 2581440.1	5911672.0	-8.40	-10.30
U 2581444.4 usw.	5911655.1	-7.76	-9.66

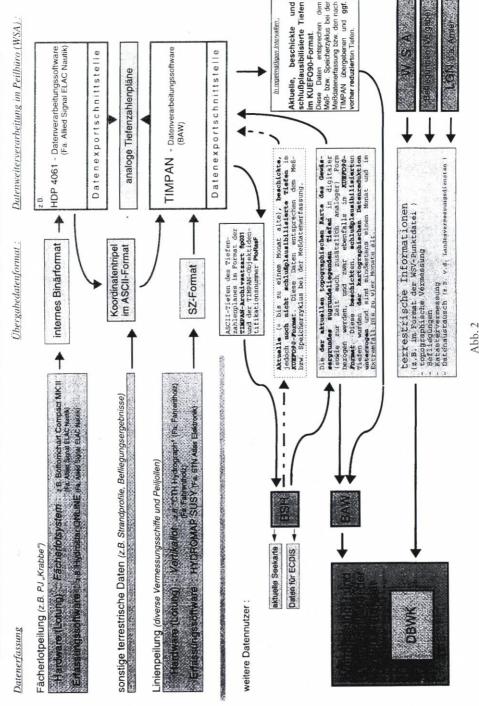
Von den im Profil gemessenen Tiefen wurden "echte" Tiefenwerte berechnet, d. h. Werte am Ort der Positionsbestimmung sowie dazwischen wegabhängig das Tiefenmaximum und Tiefenminimum an Bord der Vermessungsschiffe. Anders das BSH, das zunächst für nautische Anforderungen eine Auswahl auf Grundlage von Minimum- und Maximumtiefen im Postprocessing trifft (Topographische Karte des Seegrundes auf SKN). Die beteiligten Dienststellen der Küstenländer wählen die Tiefenpunkte nach topographischen Gesichtspunkten auf NN aus. Der derzeitige Datenfluss ist in Abb. 2 dargestellt.

Sofern für Auswertungen zur Generierung eines Stützpunktfeldes vom DIGEKÜ abweichenden Grundlagen in den einzelnen KFKI-Dienststellen verwendet werden, sind die angestrebten Analysen des Projektes nicht erreicht (Prinzip der Vergleichbarkeit).

Die Flächendeckung ist in den Abb. 3–7 dargestellt. Wegen äußerer Bedingungen nicht vermessene Flächen sind durch Koordinaten eingegrenzt. Sie können bei Auswertungen als solche berücksichtigt werden.

Die Bundesanstalt für Wasserbau (BAW) in Karlsruhe veröffentlicht entsprechende Übersichten als Pläne Maßstab 1: 900 000. Die Darstellung ist eine Auswahl (BAW, 1991).

Datenflußschema (Linienpeilung / Fächerlotpeilung / sonstige topographische Information)



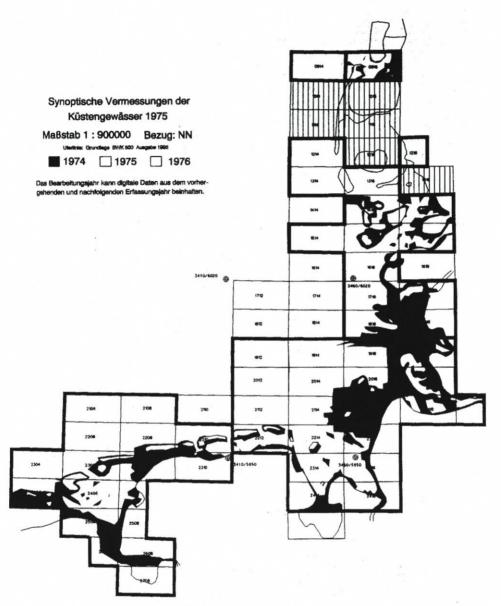


Abb. 3

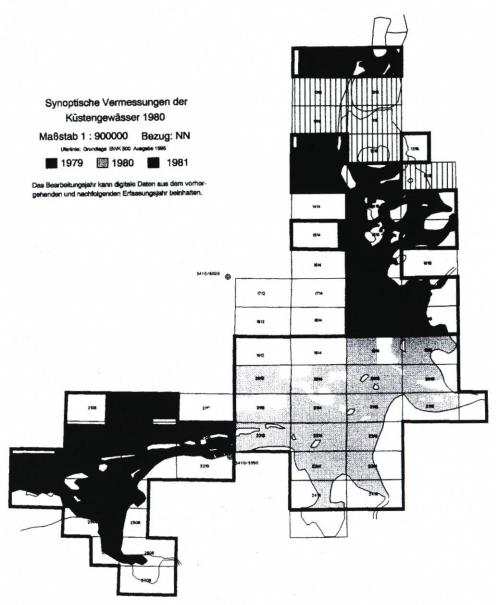


Abb. 4

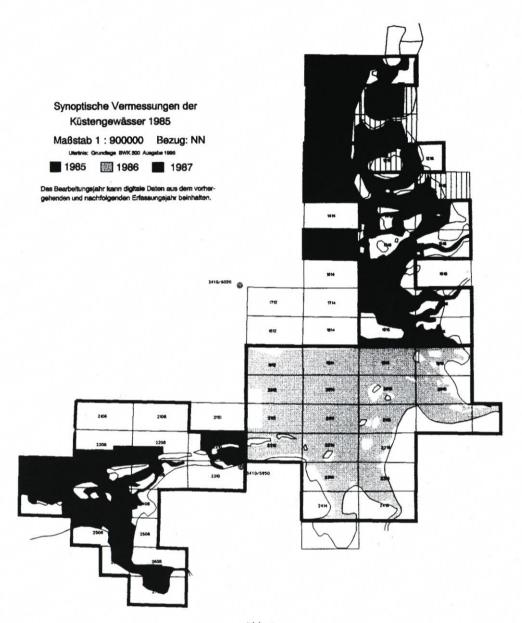


Abb. 5

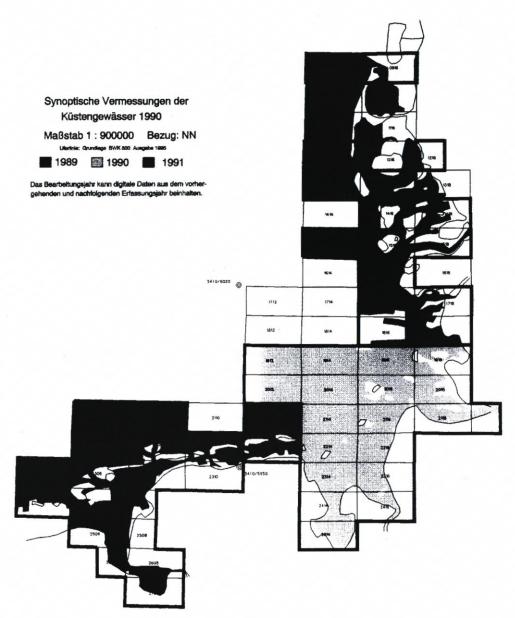


Abb. 6

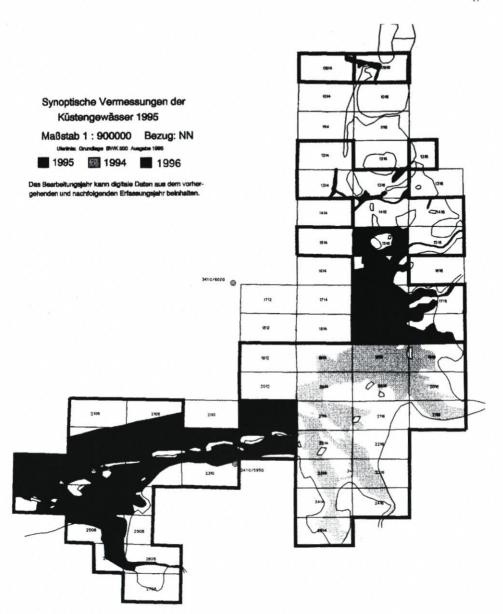


Abb. 7

4. Das DIGEKÜ als Grundlage für ein Geographisches Informationssystem Küste GISKÜ

Die bisherige Datenmenge bietet eine gute Grundlage zur Generierung eines digitalen Geländemodells. Versuche hierzu wurden gemeinsam mit dem Institut für Kartographie der Universität Hannover im Jahr 1990 abgeschlossen (SCHLEIDER u. BUZIEK, 1991):

Über eine Dreiecksvermaschung aller der jeweiligen synoptischen Vermessung zuzuordnenden Tiefenpunkte werden einem regelmäßigen Koordinatengitternetz x', y' die jeweiligen z'- Werte zugeordnet. Das so definierte digitale Geländemodell DIGEKÜ erfüllt nachfolgende Bedingungen:

- Gauß-Krüger-Koordinatensystem
- Besselellipsoid als Bezugsellipsoid (PD)
- Verwaltung der frei zu wählenden Maschenweite über ein Gitter mit 1-km-Einteilung.

Die zunächst analog hergestellte Küstenkarte 1: 25000 des KfKI wird nunmehr auf der Grundlage des DIGEKÜ auf einer Workstation mit dem Programmsystem TASH/INTER-GRAPH digital bei der WSV in Aurich bearbeitet. Die Daten werden über Standleitung vom Datenzentrum bei der BAW in Karlsruhe online bereitgestellt.

Über das DIGEKÜ werden auch für besondere Fragestellungen zur Gewässersohle Tiefenpunktpläne, Tiefenliniendarstellungen, morphologische Epochenvergleiche und 3-D-Darstellungen berechnet, wie diese in Abb. 8–11 dargestellt sind. Der dargestellte Tiefenpunktplan (Abb. 8) zeigt die verkleinerte Küstenkarte 2404 "Hubertgat" mit einem Tiefenpunktraster von 50 x 50 m. Im Ausschnitt der Tiefenliniendarstellung (Abb. 9) wird der flache Randbereich des Seegats durch Wechsel der Äquidistanz der Tiefenlinien der Darstellung der morphologischen Gesamtstruktur zugängig gemacht. In Abb. 10 werden zwei Aufnahmeepochen in Auf- und Abtrag der Sohle verglichen. Programmspezifisch wird der Auftrag mit negativem Vorzeichen gekennzeichnet. Durch perspektivische Darstellung, entwickelt aus digitalen Tiefendaten, ist eine weitere Möglichkeit für die Beurteilung des Zustands der Gewässersohle entwickelt worden.

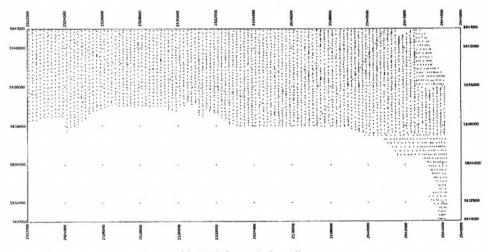


Abb. 8: Tiefenpunktdarstellung

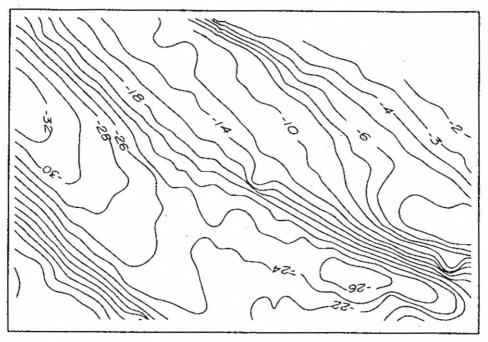


Abb. 9: Tiefenliniendarstellung

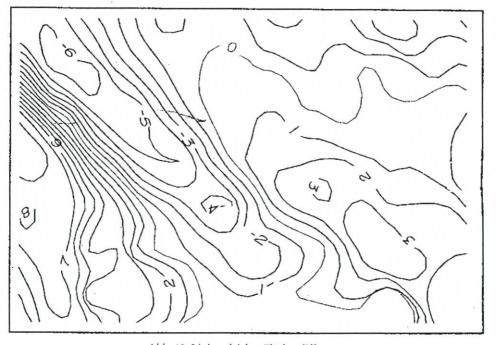


Abb. 10: Linien gleicher Flächendifferenz

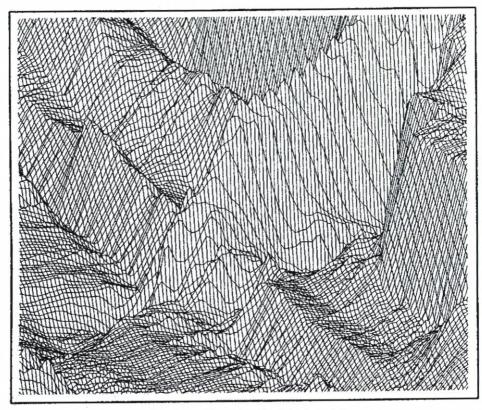


Abb. 11: Dreidimensionales Geländemodell

5. Optimierung des DIGEKÜ zum Geographischen Informationssystem Küste GISKÜ

Derzeitig wird in Kooperation mit dem Institut für Kartographie (IfK) der Universität Hannover untersucht, das DIGEKÜ durch entsprechende Erweiterung der Software im System INTERGRAPH zu einem Geographischen Informationssystem Küste GISKÜ weiterzuentwickeln. Dabei sollen ergänzende hydrographische Informationen, z.B. Strömung, zeitabhängige Tiefenänderungen u.a. für Analysen berücksichtigt werden können.

6. Ausblick

Wegen des zeitlichen und finanziellen Aufwandes ist der erforderliche Aufnahmeumfang bei jeder Neuvermessung zu überdenken. Die Darstellungsmöglichkeit morphologischer Veränderungen im mittleren Kartenmaßstab 1:25000 muss weiter untersucht werden. Die WSV des Bundes und das BSH sehen sich derzeitig in der Lage, ihren Beitrag mit einer Häufigkeit von 6 Jahren zu liefern. Trotz der Weiterentwicklung bei der Positionsbestimmung (GPS) und Tiefenmessung (Fächerlotung) sowie der Bordsoftware (HYDROMAP SUSY) bei der WSV ist die synoptische Vermessung zur Erfassung großräumiger morpholo-

gischer Veränderungen aufwendig. Es ist festzustellen, dass die Ergebnisse bereits heute für die Beantwortung vielfältiger Fragen des Küsteningenieurwesens in der WSV herangezogen werden und in Untersuchungen zum Küstenschutz veröffentlicht werden (HOSELMANN, 1997; SPIEGEL, 1997; WITEZ, BOCK u. HOFSTEDE, 1998).

Zunehmend erfordern nummerische Modelluntersuchungen besonders in Ästuaren eine besondere Aufnahmestrategie, um hydro-dynamische Prozesse naturähnlich simulieren zu können. Die WSV wird nunmehr auch dieser Thematik bei ihren Vermessungen Vorrang einräumen müssen. Die höhenabhängige Begrenzung der Vermessung wird zwischen NN und der 20-m-Tiefenlinie liegen.

Die tiefenpunktorientierte Auswertung wird sich hin zur flächenhaften Auswertung entwickeln. Im Jahr 2000 werden die Westküste Schleswig-Holstein, 2001 Dollart und Ostfriesische Küste und 2002 Jade-Weser-Elbeästuar vermessen werden.

Für künftige Anwendungen im Küsteningenieurwesen sind - anders als bisher - Tiefeninformationen des DIGEKÜ auch in eine integrierte Bearbeitungsumgebung einzubeziehen. Darüber hinaus ist es unumgänglich, für eine mögliche Metadatenbank für alle dort verwendeten Geodaten (Tiefeninformationen) Qualitätsmerkmale anzugeben. Ergebnisse ohne diese Informationen sind zumindest zu kommentieren.

7. Schriftenverzeichnis

- BETTAC, W; SCHLEIDER, W. u. SINDERN, J.: Das Küstenkartenwerk 1:25000 der Deutschen Bucht-Vermessung und Kartographie, Die Küste, Heft 40, Heide, 1984.
- HOSELMANN, C. u. STREIF, H.: Bilanzierungen der holozänen Sedimentakkumulation im niedersächsischen Küstenraum, Zeitschr. d. dt. geologischen Ges., Stuttgart, 1997.
- SCHLEIDER, W.: Die synoptischen Vermessungen der deutschen Küstengewässer der Nordsee, XVII FIG Congress, Comm4, Sofia, 1983.
- SCHLEIDER, W.: Vermessungen in den Küstengewässern der Nordsee 3.Synopse, ZfV 2/1987.
- SCHLEIDER, W.: Hydrographische Vermessungen im Küstenmeer, ZfV 9/10, 1988.
- SCHLEIDER, W.: Morphologische Analyseeinheiten im Küstengebiet als Grundlage für die Ableitung von Isolinien und Bilanzierungen, ZfV 8/9, 1991.
- SCHLEIDER, W u. BUZIEK, G.: Digitales Geländemodell Küste (DIGEKÜ) Grundlagen und Aufgabe –, Die Küste, H. 52, 1991.
- SCHLEIDER, W.: Erfassung der Gewässertopographie im Küstengebiet, DAWAKO 1996, Inst. F. Wasserbau und Wasserwirtschaft TH Darmstadt, Heft 98, 1997.
- Schleider, W.: Vermessungen jenseits der Uferlinie Beitrag der Fédération Internationale des Géomètres (FIG), Kommission 4 "Hydrographie", DVW, Schriftenreihe 33, Stuttgart, 1998.
- Spiegel, F.: Die Tidebecken des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres: Morphologische Strukturen und Anpassungsbedarf bei weiter steigendem Meeresspiegel, Forschungs-Technologiezentrum Westküste der UNI Kiel, Büsum, 1997.
- Unveröffentlicht: Archivierung von KUEstenpeilDATen auf dem Zentralrechner der Wasserund Schiffahrtsverwaltung (WSV) bei der BAW in Karlsruhe, Karlsruhe, 1991.
- WITEZ, P; BOCK, S. u. HOFSTEDE, J. L. A.: Modelluntersuchungen zur morphologischen Stabilität des Wattenmeeres bei einem beschleunigten Meeresspiegelanstiegs, BMBF MTK 0569, Flintbek, 1998.

Materialinventur an der deutschen Nordseeküste

Von Manfred Zeiler, Jürgen Schulz-Ohlberg u. Klaus Figge

Zusammenfassung

Der Meeresboden vor der deutschen Nordseeküste weist in seinem obersten Teil eine zweilagige Struktur auf. Über einem Untergrund frühholozäner und älterer Ablagerungen liegen sandige Sedimente, die durch Seegang und Strömungen der heutigen Nordsee dorthin transportiert und abgelagert wurden. Unter den derzeitigen hydrodynamischen Bedingungen werden sie bei geringen Mächtigkeiten vollständig, sonst nur im oberen Teil, regelmäßig umgelagert. Im Rahmen des KFKI-Forschungsvorhabens "Materialinventur an der deutschen Nordseeküste" sollte das Volumen dieser sandigen Lockersedimente ermittelt werden. Das Untersuchungsgebiet umfasste die gesamte deutsche Nordseeküste von der Niedrigwasserlinie bis zur SKN-20 m-Isobathe. Die Sedimentmächtigkeiten wurden mit einem hochauflösenden Sedimentechographen auf einem engmaschigen Profilnetz (Linienabstand ca. 3,5 km) unter Einbeziehung zahlreicher Flachbohrungen bestimmt. Mit Hilfe geostatistischer Verfahren wurden die Mächtigkeiten auf ein 1 km-äquidistantes Raster extrapoliert und der Kokriging-Schätzfehler als zweifache Standardabweichung (20) berechnet. Anschließend konnte das Volumen der mobilen, umlagerungsfähigen Lockersedimente unter Angabe des 95%-igen Vertrauensbereichs ermittelt werden.

Die Mächtigkeitsverteilung weist eine dreizonale, küstenparallele Gliederung auf. In der Flachwasserzone bis 10 m Wassertiefe (Zone 1) findet man die größte Sedimentakkumulation mit Mächtigkeiten bis max. $10\pm2,5$ m. In Zone 2 (bis 15 m Wassertiefe) lässt sich mit Ausnahme der Helgoländer Bucht ein Streifen mit geringer Bedeckung von 0,4 bis 1,5 m ausgliedern, der auf die Dominanz erosiver Prozesse in dieser Tiefenzone hinweist. In Wassertiefen über 15 m können die Sedimentmächtigkeiten auf 2 bis 3 m zunehmen (Zone 3). Ehemalige, küstennormal verlaufende Rinnen fungierten als Sedimentfänger, so dass es lokal zu größeren Mächtigkeiten kommt.

Das Volumen der nordseezeitlichen Sedimente beträgt im Untersuchungsgebiet 18 ± 11 Mrd. m^3 . Da das gesamte Küstengebiet nicht synoptisch vermessen werden konnte, ist das Ergebnis aufgrund ständiger Umlagerungsprozesse mit einem gewissen Fehler behaftet. Um diesen Fehler zu quantifizieren, wurde ein Gebiet westlich von Eiderstedt/Dithmarschen nach einem Jahr wiederholt reflexionsseismisch vermessen. Der Volumenvergleich beider Messfahrten zeigt, dass Umlagerungsprozesse die Volumenberechnung nicht signifikant beeinflusst haben.

Summary

The volume of North Sea sediments whose surficial layer is mobile due to wave and current action was to be estimated along the German North Sea coast between 0 and 20 m water depth excluding the Wadden Sea area (North Sea tidal flats). The thickness of these sediments comprising the first seismostratigraphic layer was measured with a grid spacing of two minutes latitude and three minutes longitude. High-resolution seismic profiling was performed in combination with vibrocoring. Sediment thickness was extrapolated on a 1 km-equidistant grid using geostatistical methods. The error of cokriging was calculated as the twofold standard deviation (2σ) for the thickness and volume of the mobile sediments.

The spatial distribution of the North Sea sediments exhibits three longshore zones. In shallow waters (0 to 10 m) mobile sediments reach a maximum thickness of 10 ± 2.5 m (Zone 1). Within Zone 2 (down to 15 m water depth) a thin sediment cover of 0.4 to 1.5 m was found except in the mud area of the Helgoland Bight. Further offshore (15 to 20 m water depth), sediment thickness increases to 2 to 3 m (Zone 3). This distribution is interrupted by cross-shore palaeovalleys off the coast of Schleswig-Holstein which are filled with mobile sediments.

The volume of mobile sediments is 18 ± 11 billion m^3 in the study area which contains an additional error due to morphodynamic processes. Therefore, a small area off Eiderstedt/Dithmar-

schen was re-measured seismically to quantify this error. A comparison of both volumes from two different years shows that sediment redistribution processes have not significantly influenced the result.

Inhalt

1.	Einführung	54
2.	Zielsetzung	55
	Material und Methoden	
	3.1 Datengrundlage	
	3.2 Positionierung und Lotung	59
	3.3 Reflexionsseismik	59
	3.4 Sedimentbeprobung	
	3.5 Geostatistik	
4	Auswertung	
٦.	4.1 Positionsumwandlung und Tiefenbeschickung	
	4.2 Korrelation von Reflexionsseismik und Bohrungen	
	4.3 Geostatistische Auswertung	
_	Ergebnisse	
Э.	5.1 Reflexionsseismische Profile und Bohrungen	
	5.1 Keriexionsseismische Profile und Bonrungen	00
	5.2 Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sande	3/
	5.3 Volumenberechnung der nordseezeitlichen Sande	
	5.4 Wiederholungsvermessung	
6.	Diskussion	
	6.1 Geologische Verhältnisse	
	6.2 Hinweise zur küstennahen Sedimentdynamik 8	
	Schlussfolgerung 8	
8.	Danksagung 8	34
9.	Schriftenverzeichnis 8	35

1. Einführung

Die Kenntnis der Sedimentdynamik vor der deutschen Nordseeküste ist von grundlegender Bedeutung im Zusammenhang mit Maßnahmen des Insel- und Küstenschutzes, küstenwasserbaulicher Tätigkeiten sowie der Beurteilung von Standsicherheiten maritimer Bauwerke und nachhaltiger meeresbergbaulicher Aktivitäten. Die Veränderungen des Meeresbodens resultieren aus dem Zusammenspiel von Sedimentverfügbarkeit und Energiespektrum des Transportmediums, d.h. es muss umlagerungsfähiges Lockersediment in ausreichender Menge und Zusammensetzung vorhanden sein, um unter entsprechenden hydrodynamischen Bedingungen morphologische Strukturen aufbauen zu können (Belderson et al., 1982). Dieses Formeninventar wird von Umlagerungsprozessen auf unterschiedlichen Zeitskalen kontrolliert (Antia, 1996; Swift et al., 1979). Numerische Sedimenttransportmodelle können derzeit die simulierte Morphodynamik bestenfalls zweidimensional an die natürlichen Veränderungen anpassen (De Vriend, 1997; Li u. Amos, 1995). In vielen Fällen werden aussagekräftige Prognosen dadurch limitiert, dass die Ausgangsmengen des umlagerungsfähigen Materials nicht bekannt sind.

Sedimentverteilungskarten der Deutschen Bucht beinhalten lediglich die Korngrößenzusammensetzung der oberen 10 Zentimeter (FIGGE, 1981), die nur zum Teil ein Abbild der Sedimentumlagerung widerspiegeln und lokal den geologischen Aufbau des anstehenden transgredierten Untergrundes durchpausen. Aus diesem Grund ist eine dreidimensionale Darstellung der umlagerungsfähigen Lockersedimente Voraussetzung, um anhand ihrer Verbreitung und Mächtigkeiten über die entsprechende Hintergrundinformation für die dargelegte Problematik zu verfügen.

2. Zielsetzung

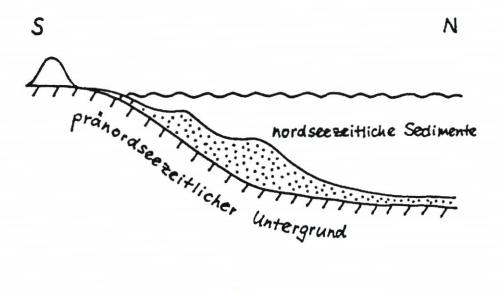
Ziel des Forschungsvorhabens war eine Bestandsaufnahme der nordseezeitlichen Lockersedimente im deutschen Küstenvorfeld. Unter dem Begriff "nordseezeitliche Lockersedimente" werden in diesem Zusammenhang die jungen Meeressande der Nordsee einschließlich des Transgressionskonglomerates an ihrer Basis verstanden, die mit unterschiedlicher Mächtigkeit ältere, vorwiegend pleistozäne, gelegentlich aber auch frühholozäne Ablagerungen überdecken. Ihre Untergrenze ist an einem Festigkeitssprung zum Liegenden, der in den Sedimentechogrammen als markanter Reflektor erscheint, leicht erkennbar, so dass es auch möglich ist, eine mobile Sanddecke von darunter liegenden verfestigten Sanden zu unterscheiden.

Das Material stammt entweder aus der Aufarbeitung des Untergrundes oder wurde aus entfernteren Gebieten herantransportiert und in Sandkörpern wie Platen, Dünen etc., aber auch dünnen Decken akkumuliert. Es ist in Bereichen, wo diese Ablagerungen größere Mächtigkeiten erreichen, den weiteren Transportprozessen entzogen. Die obersten Lagen unterliegen bis heute ständigen Umlagerungen, deren Ausmaß von den angreifenden hydrodynamischen Kräften abhängig ist. Ziel des Forschungsvorhabens war die Bestandsaufnahme dieser Lockerablagerungen, ihrer räumlichen Verteilung, Mächtigkeit und ihres Volumens, aus der dann Rückschlüsse auf das Transport- und Ablagerungsverhalten gezogen werden können.

Das Untersuchungsgebiet umfasst das Küstenvorfeld von Borkum bis Sylt, der Tiefenbereich erstreckt sich von der Niedrigwasserlinie außerhalb der Wattgebiete bis SKN-20 m (Abb. 1). Nach Führböter (1979) ist dies die Zone der intensivsten Sedimentdynamik, womit aber nicht gesagt sein soll, dass darunter keine Umlagerungsprozesse stattfinden. Sie vollziehen sich dort in anderen Zeit- und Raumskalen.

Auf der Basis reflexionsseismischer Profile und Kernbohrungen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) aus den Jahren 1975 bis 1995 (FIGGE, unveröff. Daten) sowie publizierten Ergebnissen aus küstennahen Teilgebieten (z.B. AHRENDT U. TABAT, 1994; STREIF, 1990; KÖSTER, 1979; LUDWIG U. FIGGE, 1979) wurde ein geologisches Modell des deutschen Küstenvorfeldes entwickelt (Abb. 2), auf dem die Planung der Projektdurchführung beruhte. Es beschreibt einen unterschiedlichen Aufbau für beide Küstenabschnitte von Niedersachsen und Schleswig-Holstein. Zwischen Borkum und der Elbmündung steigt der pränordseezeitliche Untergrund relativ gleichmäßig zur Küste an und streicht auf den ostfriesischen Inseln an der Oberfläche aus. Darüber liegt eine seismostratigraphisch kartierbare Sandauflage mit teilweise mächtigen Sandrücken zwischen SKN -15 und -25 m, die in größeren Wassertiefen zu einer 1 bis 2 m mächtigen Sanddecke ausdünnt. Im Gegensatz dazu ist der pränordseezeitliche Untergrund zwischen der Elbmündung und Sylt wesentlich deutlicher strukturiert und nur von einer geringmächtigen, relativ strukturlosen Sandauflage bedeckt. Die auf der Basis dieser Sedimentverteilung abgeleitete paläogeographische Entwicklung postuliert eine erst spät überflutete Landoberfläche vor Schleswig-Holstein, die großflächig betrachtet heute noch überwiegend abrasiven Prozessen unterliegt. Dagegen stellt das niedersächsische Küstenvorfeld ein Akkumulationsgebiet dar, in dem das Sedimentangebot ausreicht, um signifikante morphologische Strukturen aufzubauen.

Niedersächsisches Küstenvorfeld



Schleswig-holsteinisches Küstenvorfeld

V

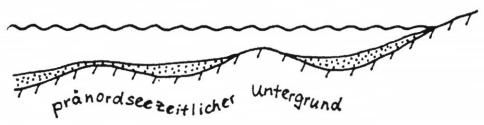
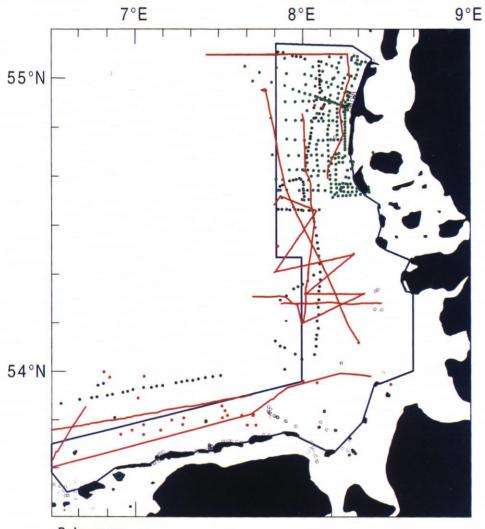


Abb. 1: Geologisches Modell zum Aufbau des niedersächsischen und schleswig-holsteinischen Küstenvorfelds



Bohrungen

- BSH Hamburg
- IfG Kiel (DFG-Projekt "Sandbewegung im deutschen Küstenraum")
- NLfB Hannover
- BAW Hamburg-Rissen, WSA Emden, WSA Wilhelmshaven, WSA Bremerhaven, NLÖ/FSK Norderney, StAIK Norden, ALR Husum, LANU S-H Flintbek

Seismogramme

- -BSH Hamburg
- Arbeitsgebiet

Abb. 2: Untersuchungsgebiet mit Lage bereits vorhandener Seismogramme und Bohrungen

3. Material und Methoden

Um Fehler durch morphodynamische Prozesse möglichst gering zu halten, sollte das gesamte Vorfeld der deutschen Nordseeküste betrachtet werden. Da eine synoptische Aufnahme aufgrund eingeschränkter Logistik nicht zu realisieren ist und die Arbeiten auf See stark witterungsabhängig sind, wurde ein Teil der Vermessungskampagne als Auftragsarbeit durch das Institut für Geowissenschaften (IfG) und das Forschungs- und Technologiezentrum (FTZ) Westküste der Christian-Albrechts-Universität (CAU) zu Kiel wahrgenommen.

Die Durchführung des Vorhabens unterscheidet sich deutlich von der im Antrag skizzierten Vorgehensweise, da wegen guter Witterungsverhältnisse während der meisten Ausfahrten und des Einsatzes eines tiefgeschleppten Chirp-Sonar-Systems, das weniger anfällig auf Seegang reagiert, ein verhältnismäßig enges Profilnetz vermessen werden konnte. Dadurch erübrigte sich der ursprüngliche Ansatz, repräsentative Gebiete auszuwählen und die Ergebnisse auf entsprechende Küstenabschnitte zu extrapolieren.

3.1 Datengrundlage

Für das Forschungsvorhaben konnte bei den zuständigen Ämtern und meereswissenschaftlichen Forschungsinstituten auf umfangreiches Datenmaterial in den Archiven zurückgegriffen werden. Größtenteils handelt es sich um Bohrkernbeschreibungen in unterschiedlicher Qualität. Ein Teil der Kernbohrungen konzentriert sich auf den unmittelbaren Strandbereich und die Fahrwasserrinnen (Abb. 1). Gerade diese sind aufgrund der Unzugänglichkeit des Vorstrandbereiches für die am BSH eingesetzten Messverfahren unverzichtbar, um die Mächtigkeitsverhältnisse im Küstennahbereich (SKN 0 bis –10 m) abzuschätzen.

Am BSH existieren eine Reihe im Rahmen von Routine-Ausfahrten aufgenommener Seismogramme aus den Jahren 1975 bis 1995, von denen einige im Untersuchungsgebiet liegen (Abb. 1). In vielen Fällen ist jedoch eine mangelnde Qualität aufgrund schlechter Witterungsverhältnisse während der Vermessungsfahrten oder messtechnischer Einschränkungen älterer Systeme festzustellen. Daneben erreichte das eingesetzte Messverfahren (Boomer) nicht die notwendige Auflösung in den oberen Bereichen des Meeresbodens, so dass die Neuaufnahme eines Profilnetzes im Küstenvorfeld erforderlich war.

Seismogramme lagen für das Seegebiet vor Sylt am IfG Kiel vor, die im Rahmen der Prospektion von Spülsand aufgenommen und für die Kartierung der vornordseezeitlichen Basis neu ausgewertet wurden.

Zusätzlich konnte auf Kartenmaterial zur Verteilung der Oberflächensedimente im Maßstab 1: 250 000 des Deutschen Hydrographischen Institutes (FIGGE, 1981) und 1:100 000 des Militärgeographischen Amtes zurückgegriffen werden. Daten zur Korngrößenverteilung von Oberflächensedimenten lagen abrufbereit in der Meeresumweltdatenbank (MUDAB) des Deutschen Ozeanographischen Datenzentrums (DOD) am BSH vor.

Vorhandene Bohrdaten und Seismogramme wurden bei der Kartierung der Basis der nordseezeitlichen Sande herangezogen, um die seismostratigraphischen Tiefenlagen zu überprüfen.

3.2 Positionierung und Lotung

Zur Ermittlung der geographischen Positionen (bezogen auf ED 50) wurde ein Differential GPS (Sercel NR51) im Real-Time-Verfahren benutzt. Als Referenzstation diente der Sender Helgoland. Generell wird der Positionsfehler mit zunehmender Entfernung von der Referenzstation größer. Entlang der deutschen Küste ist mit einer Fehlerbreite von 1 bis 3 m zu rechnen. Die Positionsdaten wurden von der Software des reflexionsseismischen BSH-Messsystems automatisch hinsichtlich der Lage des Schleppfisches zur Position der Empfangsantenne korrigiert. Im Fall der CAU-Positionsdaten wurden die Korrekturen nachträglich durchgeführt. Für die Bestimmung der Lottiefe wurde das Vermessungslot des jeweiligen Forschungsschiffes eingesetzt.

3.3 Reflexionsseismik

Es wurde das einkanalige Chirp Sonar "X-Star" (EdgeTech) eingesetzt, um die ersten 10 m unterhalb des Meeresbodens hochauflösend (40 cm) zu erfassen. Bei einer Fahrt von 5 kn über Grund und von 8 Schusssignalen pro Sekunde wurde mit dem Chirp Sonar alle 30 cm ein vom Meeresboden reflektiertes Schallsignal aufgezeichnet. Seitens der CAU kam ein Boomer-Schleppsystem (EG&G) in Verbindung mit einem Sonar Enhancement System (GeoAcoustics) zum Einsatz, das vor allem die Basis mächtiger küstennaher Sandkörper vor Schleswig-Holstein aufzeichnen sollte. Die Schussfolge wechselte zwischen 2 bis 3 Signalen pro Sekunde, so dass bei 4 kn Fahrt über Grund der Meeresboden etwa im Meterabstand vermessen wurde. Technische Daten und Konfigurationen beider Messsysteme sind in Tab. 1 zusammengestellt. Die Seismogramme wurden auf Thermodruckern (EPC) ausgedruckt und gleichzeitig digital im SEG-Y-Format (BARRY et al., 1975) auf magnetoptischen Disketten (BSH) bzw. Exabyte-Bändern oder Cassetten (CAU) gespeichert. Die digital aufgezeichneten Rohdaten wurden einem Post-Processing unterzogen, das aus Seegangskorrektur (Jittering) und Tiefenverstärkung (Time Varied Gain, TVG) bestand.

Reflexionsseismische Untersuchungen geben den Aufbau des Meeresbodens nicht in wahren Tiefen wieder, sondern in Zweiwegelaufzeiten (Two Way Traveltimes, TWTT). Diese wurden mit P-Geschwindigkeiten (v_p) von 1500 m/s in der Wassersäule (Dresen et al., 1985) bzw. 1600 m/s in den Nordseesedimenten (MÖLLER, 1984; SCHIRMER et al., 1979) in Tiefenmeter umgerechnet.

In der offenen Nordsee wird der erste markante Reflektor der Boomer-Seismogramme generell als Grenze Holozän/Pleistozän definiert (FIGGE, 1980). Diese Definition ist nicht konsequent auf die Verhältnisse im Küstenvorfeld zu übertragen, da dieser Bereich geologisch deutlich komplexer aufgebaut ist und vor allem das Auflösungsvermögen des Chirp Sonars weitere Reflektoren über der Holozän/Pleistozän-Grenze abbildet. Aus diesem Grund wird für die vorliegende Arbeit der Begriff "Basisreflektor" eingeführt, der die Basis der nordseezeitlichen Sedimente darstellt und in den Chirp-Seismogrammen nicht immer als markanter Reflektor zu verfolgen ist.

Das Profilraster konnte im Zuge von fünf Ausfahrten vermessen werden (Abb. 3), die im Verlauf von 1½ Jahren (November 1996 bis Mai 1998) durchgeführt wurden. Die Vermessung eines Rasters bietet den großen Vorteil, dass an den Schnittpunkten die Tiefenlage der angerissenen Reflektoren überprüft werden kann. Der Rasterabstand wurde auf der Basis folgender Kriterien festgelegt:

Tab. 1: Technische Daten und Konfiguration der reflexionsseismischen Messsysteme

Chirp Sonar	"X-Star" Full Spectrum Sonar (EdgeTech)	
Towfish	SB-0512	
Pulse Type	frequency modulated (FM)	
Pulse Length	20 ms	
Bandwidth	2–10 kHz	
Transmission Rate	8 pulses/s	
Trigger In	internal	
Trigger Out	5 V positive pulse	
A/D Rate	0 m	
A/D Sample Rate	32 kHz	
Acoustic Power	c. 210 dB re 1 µPa peak at centre frequency of system	
Resolution	c. 40 cm for North Sea surface sediments	
Tow Height	c. 5 m below sea surface	
Boomer System	"Uniboom" (EG&G)	
Energy Source	Power Supply Model 232 (EG&G), Pulsar 2002 (Piano	
Sound Source	Model 230 (EG&G)	
Pulse Length	0,2 ms (single pulse)	
Frequency Spectrum	700–5000 Hz	
Source Level	107 dB/μbar at 1 m at 300 J	
Input Power	1 kJ/s maximum	
Input Energy	300 J maximum	
Repetition Rate	2–3 pulses/s	
Receiver	Geopulse 5210A (ORE)	
Resolution	c. 150 cm for North Sea surface sediments	
Tow Height	at sea surface	

- das Profilraster musste innerhalb der verfügbaren Schiffszeiten vermessen werden können und
- der Rasterabstand musste innerhalb der Reichweite einer geostatistischen Beeinflussung der Zufallsvariablen liegen, um zwischen den Profillinien interpolieren zu können.

Dazu wurde im November 1996 ein Testgebiet vor der Küste Dithmarschen/Eiderstedt im Abstand von zwei Breiten- bzw. drei Längenminuten vermessen. Die anschließende Analyse ergab, dass dieser Abstand ausreichend war, um die im Projektziel beschriebenen Aufgaben lösen zu können.

3.4 Sedimentbeprobung

Nach einer ersten Auswertung der reflexionsseismischen Profile an Bord wurden vom BSH 19 Kernbohrungen mit einem 6 m langen Vibrocorer (Schmidt) entnommen. In der Mehrzahl der Bohrungen war ein Kerngewinn von über 5 m zu verzeichnen. Der Durchmesser der Sedimentkerne betrug 100 mm. Nach der makroskopischen Beschreibung wurde eine Kernhälfte photographiert und anschließend beprobt. Die CAU setzte während ihrer Ausfahrten einen 3 bzw. 5 m langen Vibrocorer (Hydrowerkstätten) ein und konnte 12 Bohrungen niederbringen. Der maximale Kerngewinn lag bei rund 2,5 m. Die Sedimentkerne wurden teilweise an Bord geöffnet. Die Kernbeschreibung und Beprobung erfolgten am FTZ in Büsum und am IfG in Kiel.

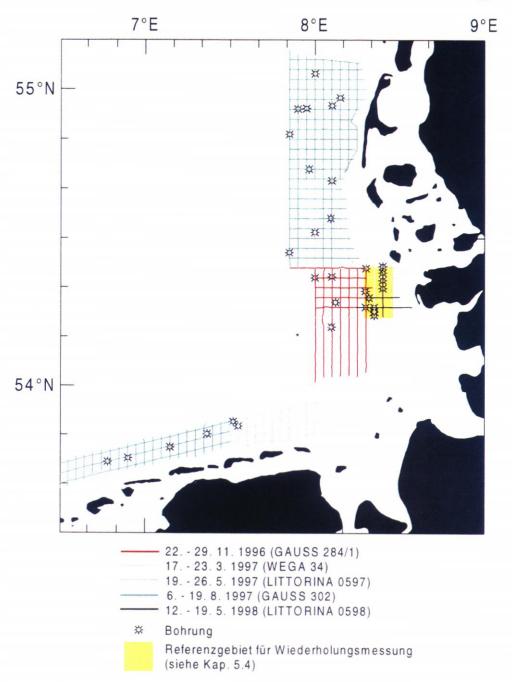


Abb. 3: Neu aufgenommenes reflexionsseismisches Messnetz und Lage neuer Bohrungen

3.5 Geostatistik

Die hohe Datendichte auf den reflexionsseismischen Profilspuren – d. h. alle 200 bis 300 m ein Datenpunkt – und die bestehenden Datenlücken zwischen den einzelnen Profilen bis zu ca. 4 km sowie die bestehenden Datenlücken im Flachwasserbereich (0–10 m), der für die BSH-Forschungsschiffe nicht mehr zugänglich und nur durch wenige Bohrungen erschlossen ist, erfordern hinsichtlich der Extrapolation geschätzter Tiefen und Mächtigkeiten die Anwendung geeigneter geostatistischer Verfahren (Kriging-Verfahren). Damit war es möglich, Bereiche mit Datenlücken unter Einbeziehung der Ergebnisse aus dem Küstenvorfeld und einiger weniger Bohrungen auf geostatistischer Basis abzuschätzen. Für diese Zwecke wurden die Module des Programmpaketes "SAMSTAG" (Surface Approximation and Mapping, Special Techniques for Applied Geosciences) von SCHULZ-OHLBERG (1989) sowie ein Kokriging-Programm herangezogen.

4. Auswertung

4.1 Positionsumwandlung und Tiefenbeschickung

Die geographischen Positionen wurden mit Hilfe des am BSH entwickelten FORTRAN-90 Programms "N1KOOR" (KLÜGER, 1994) in Gauss-Krüger-Koordinaten umgerechnet. Obwohl das westliche Untersuchungsgebiet im Grenzbereich zweier Meridianstreifen liegt, wurden für sämtliche Datensätze die Gauss-Krüger-Koordinaten auf den 3. Hauptmeridian (9° E) bezogen.

Die mit der astronomischen Tide und meteorologischen Einflüssen behafteten Lottiefen wurden aus Gründen der Beschickungsproblematik, auf die hier nicht näher eingegangen werden kann, nach einem vereinfachten Verfahren auf das SKN-Niveau umgerechnet. Dazu wurden die Lottiefen unter Berücksichtigung der Morphologie an den Schnittpunkten des Profilrasters auf das entsprechende SKN-Niveau der neuesten BSH-Arbeitskarten aus den Jahren 1989 bis 1997 korrigiert. Zwischen den einzelnen Kreuzungspunkten wurde linear interpoliert. Mit Hilfe der BSH-Ringpolygone wurden die SKN-Tiefen anschließend auf Normal-Null (NN) umgerechnet. Beide Verfahren sind nicht unproblematisch, vor allem die Umrechnung auf NN, da die Ringpolygone vom Festland seewärts einfach extrapoliert wurden und nicht die Änderungen der Geoidoberfläche berücksichtigen. Die Umrechnung auf NN wurde für die Belange der Küsteningenieure durchgeführt.

Für die Ermittlung der Mächtigkeitsverteilung und des Sedimentvolumens spielte diese Problematik keine Rolle, da hierfür die niveau-unabhängigen Differenzbeträge (= Mächtigkeiten) aus den Seismogrammen herangezogen wurden.

4.2 Korrelation von Reflexionsseismik und Bohrungen

Der Vorteil der Reflexionsseismik liegt in der Zeit- und Kostenersparnis bei großflächigen Vermessungen sowie der Aufzeichnung kontinuierlicher Seismogramme. Die Abbildung seismischer Einsätze (Reflektoren) in den Seismogrammen hängt von akustischen Impedanzunterschieden in den Sedimenten ab, die sich generell auf lithologische Unterschiede in der Korngrößenverteilung und Dichte des Sediments zurückführen lassen (Theilen et al., 1994). Damit können die Ergebnisse aus Bohrungen über größere Entfernungen verfolgt und auskartiert werden.

In Abb. 4 werden die Tiefenlagen der Reflektoren zusammen mit den lithologischen Schichtgrenzen in den Bohrungen dargestellt. Im Fall A liegt ein heterogener Schichtaufbau vor, bestehend aus nordseezeitlichen Sanden über einem festen Schluff/Ton. Darunter folgt eine mehrere cm-mächtige Torfschicht, die in eiszeitlichen Beckensand übergeht. Der scharfe Übergang von Sand und Schluff/Ton sowie der Torfhorizont können im Seismogramm als markante Reflektoren wiedergefunden werden. Ebenso kann im Fall eines homogeneren sedimentologischen Aufbaus (B) die Basis der nordseezeitlichen Sande über pleistozänen-frühholozänen Sanden auskartiert werden. Der "Ghost"-Reflektor täuscht einen Reflektor vor, der in Wirklichkeit von Schiffsgeräuschen oder durch Reflexionen am Schiffskörper hervorgerufen wird. Im Zuge des Post-Processing-Verfahrens der seismischen Rohdaten konnte sichergestellt werden, dass der Basisreflektor eindeutig von "Ghost"-Signalen unterschieden werden konnte.

Es kann damit sehr anschaulich gezeigt werden, dass die modernen reflexionsseismischen Verfahren in der Lage sind, die Basis der nordseezeitlichen Sedimente kontinuierlich in verhältnismäßig kurzer Zeit auszukartieren.

4.3 Geostatistische Auswertung

Geostatistische Verfahren finden im Bereich der Geowissenschaften immer größere Anwendung, wenn es darum geht, punktuell verteilte Daten in die Fläche zu übertragen. Die bekannteste geostatistische Methode ist "Kriging", mit der räumlich-abhängige Variablen optimal geschätzt werden können. Genaugenommen umschreibt der Begriff "Kriging" nicht ein einzelnes, sondern eine Vielzahl von Verfahren wie z.B. einfaches, gewöhnliches, universelles, disjunktives Kriging, etc. (JOURNEL U. HUIJBRECHTS, 1978), deren gemeinsames Ziel es ist,

- die unter bestimmten Voraussetzungen bestmögliche Abschätzung einer Variablen an Punkten, an denen diese Variable nicht bekannt ist, aus benachbarten Werten zu finden, und
- den Fehler, der bei dieser Approximation gemacht wird, abzuschätzen.

Praktisch unterteilt sich die Schätzung mit Kriging in drei Schritte:

- Strukturanalyse (zur Berechnung eines experimentellen Variogramms)
- Anpassung einer Modellfunktion an das entsprechende Variogramm (zur Ableitung des entsprechenden Autokovarianzmodells)
- Kriging (zur Berechnung der Schätzwerte, z.B. an den Knotenpunkten eines regelmäßigen Gitters und zur Berechnung der Schätzvarianz für jeden Schätzwert)

Eine ausführliche Beschreibung der Verfahren und Anwendung von Kriging findet man z. B. bei Wackernagel (1998) oder Journel u. Huijbrechts (1978).

Kriging bietet sich als optimales lineares Schätzverfahren für die exakte Interpolation einer ortsabhängigen Variablen auf ein systematisches rechtwinkliges Datengitter an (DAVID, 1977). Auf diese Weise kann die Variable z.B. in Form von Isolinien oder als Raster dargestellt werden. Im konkreten Fall wurde universelles Kriging eingesetzt, um die Wassertiefe auf ein 1 km-äquidistantes Gitter zu interpolieren.

Eine Erweiterung des Kriging-Konzepts stellen Kokriging-Verfahren dar (JOURNEL U. HUIJBRECHTS, 1978). Mit diesen ist es möglich, eine Variable mit Hilfe einer anderen (oder mehrerer anderer) optimal zu schätzen. Voraussetzung dabei ist, dass eine Korrelation zwischen den Variablen beobachtet werden kann. Kokriging-Verfahren werden oftmals dann eingesetzt, wenn die Hauptvariable in einigen Bereichen des Untersuchungsgebietes nicht

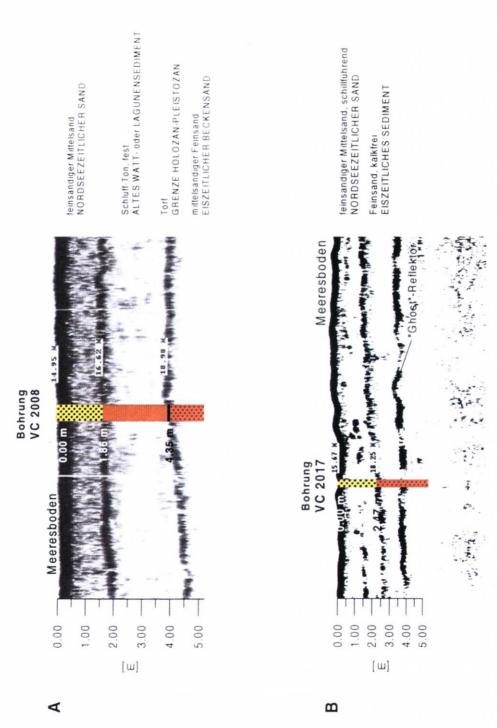


Abb. 4: Korrelation von seismischen Reflektoren mit lithologischen Grenzen in den Sedimentkernen. Die Originaltiefen in den Seismogrammen beziehen sich auf die Tiefe unter dem Schleppfisch, der etwa 5 m unter der Wasseroberfläche gezogen wurde

ausreichend vermessen werden konnte, Werte einer Nebenvariablen im Bereich der Datenlücken jedoch vorliegen. In der vorliegenden Arbeit wurde die Korrelation zwischen der Mächtigkeit der nordseezeitlichen Sedimente (Hauptvariable) und der Wassertiefe (Nebenvariable) genutzt, um die Sedimentdicke mit universellem Kokriging unter Zuhilfenahme der Wassertiefe auch dort abzuschätzen, wo die Hauptvariable aus methodischen Gründen nicht auskartiert werden konnte.

Abb. 5 zeigt das Kreuzvariogramm der beiden Größen im Untersuchungsgebiet südlich des 54. Breitengrades. Die Genauigkeit der Schätzung konnte dadurch besonders im Küstennahbereich (SKN 0 bis –10 m) erhöht werden. Die Sedimentmächtigkeit wurde wie die Wassertiefe an den Knotenpunkten eines 1 km-äquidistanten Gitters berechnet. Da sich für jeden Schätzwert aus der minimierten Kokriging-Schätzvarianz die Standardabweichung ableiten lässt, kann zusätzlich der Schätzfehler und damit das 95%ige Vertrauensintervall (zweifache Standardabweichung) der Gitterwerte angegeben werden. Durch Aufsummierung der Gitterzellen (1000 m \times 1000 m \times Sedimentmächtigkeit in m) erhält man auf bequeme Weise das Gesamtvolumen der nordseezeitlichen Sedimente im Untersuchungsgebiet.

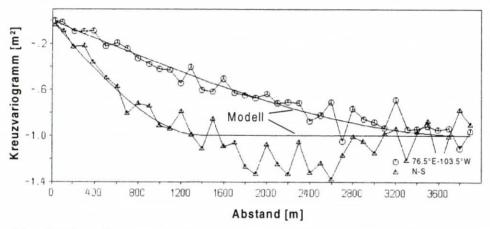


Abb. 5: Experimentelles Kreuzvariogramm von Sedimentmächtigkeit und Wassertiefe für die Richtungen N-S und 73.5°E–103.5°W im Untersuchungsgebiet südlich des 54. Breitengrades und das angepasste sphärische Variogramm-Modell mit den Parametern Reichweite a = 1400 m, Schwellenwert C = -1,0 m², Anisotropiewinkel a = 90° und Anisotropiefaktor r = 0.27

5. Ergebnisse

5.1 Reflexionsseismische Profile und Bohrungen

Im Folgenden werden repräsentative Seismogramme zusammen mit Bohrungen vorgestellt, um die Sedimentverteilung und den geologischen Aufbau des Küstenvorfeldes zu beschreiben. Die Auswertung der Seismogramme stellte die Eingangsdaten für die geostatistische Analyse bereit, auf deren Basis die Mächtigkeitsverteilung modelliert und die Volumenberechnung durchgeführt wurde.

Abb. 6 zeigt einen küstenparallelen Schnitt auf dem 8. östlichen Längengrad vor den nordfriesischen Inseln. Allgemein ist die nordseezeitliche Sedimentbedeckung zwischen 55°06' N und dem nördlichen Teil der Amrumbank geringmächtiger als im südlichen An-

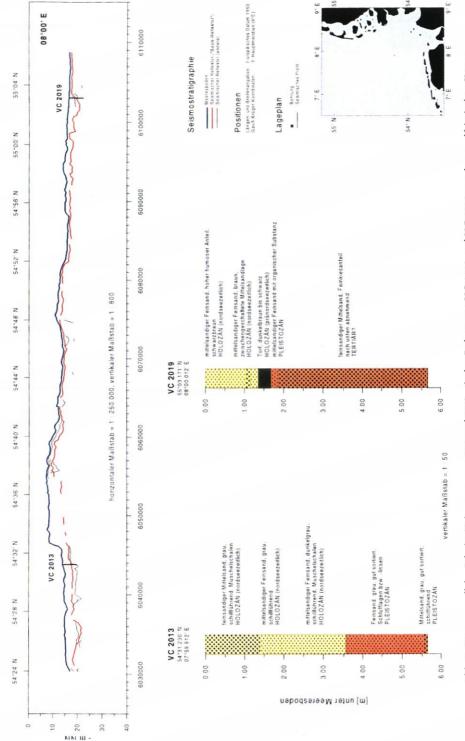


Abb. 6: Küstenparalleler Schnitt (Seismogramme 258 und 312) mit den Bohrungen VC 2013 und VC 2019 vor der nordfriesischen Küste

schlussgebiet. In westlicher Verlängerung von Listland (Sylt) wird eine Rinne im pränordseezeitlichen Untergrund angeschnitten, deren Basis als seismisch starker Einsatz in den Sedimentechogrammen gut zu verfolgen ist. Sie entspricht in der Bohrung VC 2019 einer markanten lithologischen und stratigraphischen Grenze (Torfschicht = Grenze Holozän/Pleistozän). Auffallend ist der konvexe Verlauf des Meeresbodens zwischen der Rinne und etwa
54°55' N. In diesem Bereich nimmt die Mächtigkeit des marinen Holozäns auf 2 bis 3 m zu.
Von Norden kommend ist die Basis der nordseezeitlichen Sedimente im nördlichen Teil der
Amrumbank dicht unter dem Meeresboden zu verfolgen. Südlich etwa 54°37' N lässt sich ein
schwacher, stellenweise unterbrochener seismischer Einsatz verfolgen, der südlich der
Amrumbank in einen starken Reflektor übergeht und anhand der Bohrung VC 2013 mit der
Basis der Nordseesedimente korreliert werden kann.

In den beiden folgenden Abbildungen sind W-E verlaufende Seismogramme auf 54°56'N bzw. 54°44' N vor Sylt dargestellt, die wesentliche Merkmale dieses Küstenabschnitts beinhalten. In Profil 317 (Abb. 7) ist sehr anschaulich zu belegen, dass die Sedimentmächtigkeit ab etwa –15 m NN mit der Tiefe zunimmt. Landwärts bis –10 m NN ist eine äußerst geringe Sedimentdicke festzustellen, wobei der Basisreflektor weitgehend der Morphologie des heutigen Meeresbodens folgt. Bei 7°54' E deutet sich ein aufgesetzter Sandrücken an, der in Profil 303 (Abb. 8) wesentlich markanter ausgebildet ist. Auch in älteren Seismogrammen ist zu beobachten (FIGGE, unveröff. Daten), dass derartige morphologische Strukturen im Bereich von pränordseezeitlichen Rinnen auftreten, wo die Sedimentmächtigkeiten im Vergleich zum Umfeld zunehmen (s. a. Abb. 6).

Vor der niedersächsischen Küste dagegen kann in einem WSW-ENE verlaufenden Schnitt zwischen –15 und –20 m NN eine mächtige Sandbedeckung in Form von Zungenriffen (REINECK, 1984) im westlichen Teil bzw. in Form von Sandzungen (REINECK, 1984) östlich des Jade-Ästuars auskartiert werden (Abb. 9). Zwischen 7°03' und 7°33' E vor der Inselkette zwischen Juist und Langeoog dünnt die Sedimentdecke deutlich bis auf 40 cm aus. Auffallend ist die starke Gliederung des Meeresbodens, die fast durchgehend mit dem strukturierten pränordseezeitlichen Untergrund korrespondiert. Nach den Ergebnissen aus den Bohrungen VC 2009 bis 2012 liegen die nordseezeitlichen Sande, die in der Regel mit einem Transgressionskonglomerat einsetzen, über einer Wechsellage aus feinkörnigen Sedimenten. Eine Ausnahme stellt das Gebiet vor Norderney dar, wo unter einer geringmächtigen Feinsand-Schluff-Wechsellage pleistozäne Feinsande erbohrt wurden.

Ein N-S verlaufender Schnitt auf 7°09' E (Abb. 10) verdeutlicht, dass die Sedimentdecke aus Nordseesanden in einer Wassertiefe von –10 bis –15 m NN auf ca. 40 cm ausdünnt und erst in größeren Tiefen (unter –15 m NN) über einer pränordseezeitlichen Kuppe (Basis eines Zungenriffs) auf 2 bis 3 m Mächtigkeit anschwillt. Ein tiefer gelegener Reflektor, der gut mit einer pleistozänen Feinsandlage aus der Bohrung VC 2010 in Einklang zu bringen ist, belegt, dass in diesem Küstenabschnitt unter einer dünnen Auflage aus nordseezeitlichen Mittelsanden pleistozäne Feinsande anstehen.

5.2 Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sande

Die Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sedimente ist in Abb. 11 für das deutsche Küstenvorfeld dargestellt. Die Farbskala gibt die Mächtigkeiten in Meter-Intervallen wieder. Die Isolinien repräsentieren die Wassertiefen in Meter auf NN bezogen. Zusätzlich ist das seismische Messnetz dargestellt, auf dessen Basis die Mächtigkeitsverhältnisse mit Kokriging auf einem 1 km-äquidistanten Gitter interpoliert bzw. auf den landwärtigen An-

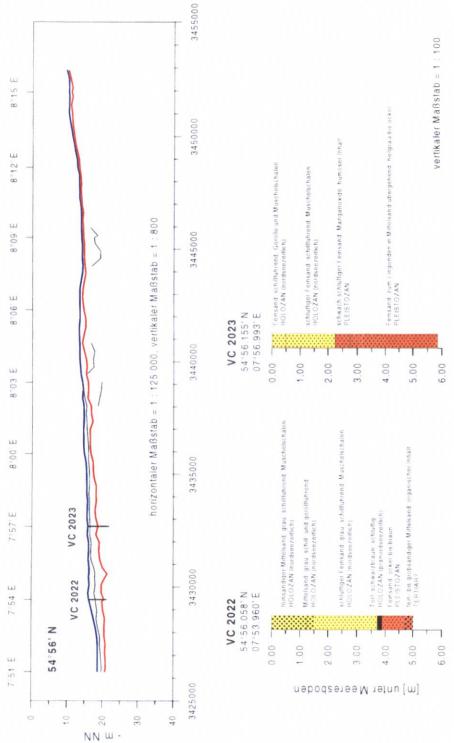


Abb. 7: Küstennormaler Schnitt (Seismogramm 317) mit den Bohrungen VC 2022 und VC 2023 vor Sylt (Höhe Westerland). Legende siehe Abb. 6, Lageplan siehe Abb. 8

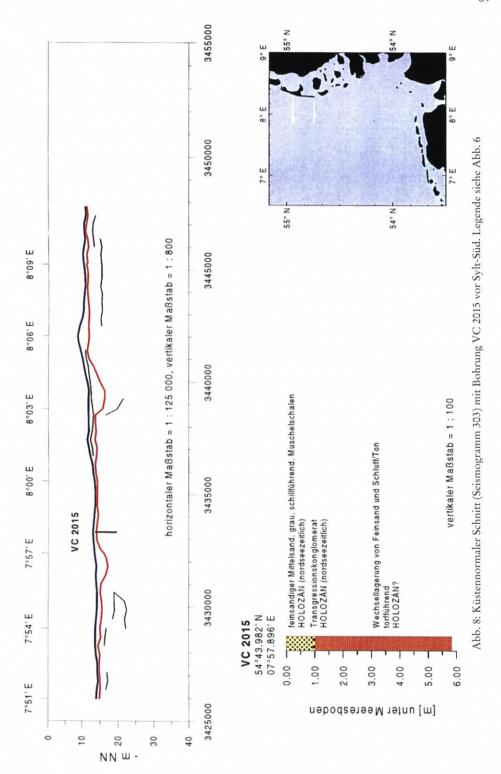
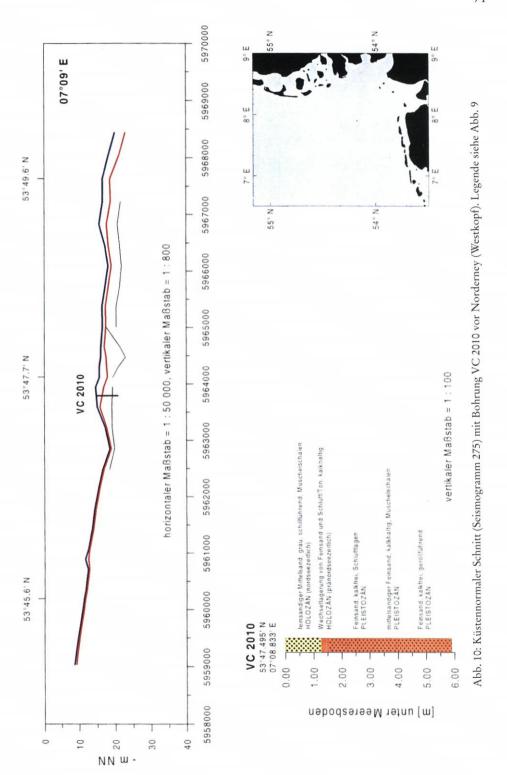




Abb. 9: Küstenparalleler Schnitt (Seismogramme 239 und 265) vor der niedersächsischen Küste



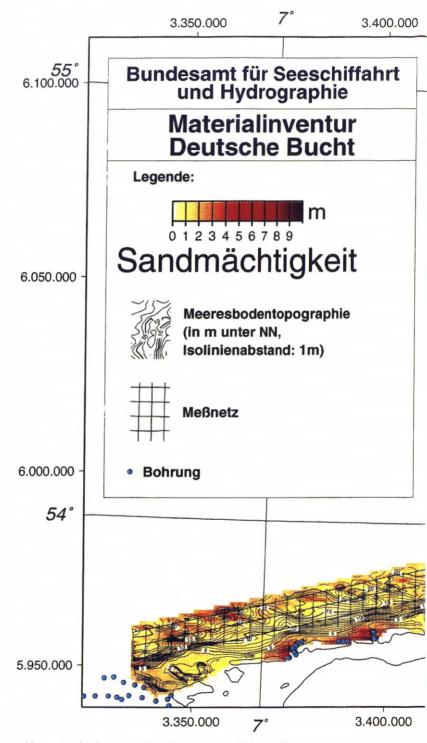
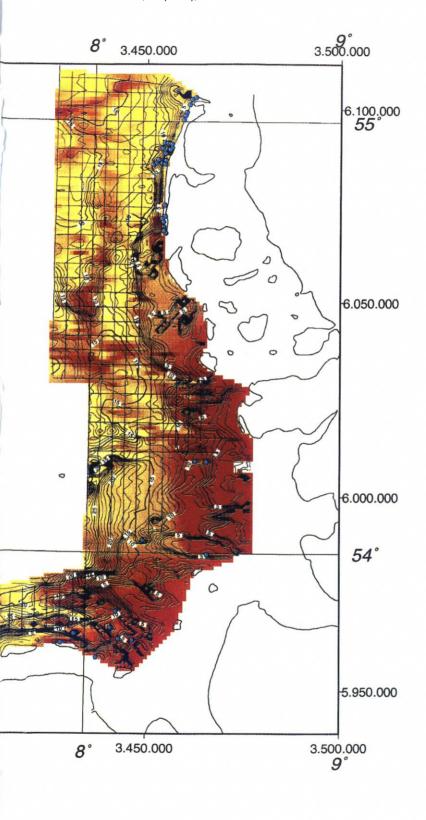


Abb. 11. Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sedimente



schlussbereich bis zur Niedrigwasserlinie extrapoliert wurden. Bohrungen (blau) im Strandund Vorstrandbereich wurden als Stützpunkte für die Extrapolation herangezogen.

Die großräumige Verteilung der nordseezeitlichen Sedimente lässt sich in drei küsten-

parallele Zonen gliedern (Abb. 12):

Zone 1 erstreckt sich im küstennahen Bereich zwischen Amrum und Wangerooge von der Niedrigwasserlinie (außerhalb der Wattgebiete) bis etwa -10 m NN. Hier treten die größten Mächtigkeiten (bis 10 m) an nordseezeitlichen Lockersedimenten im gesamten Untersuchungsgebiet auf. Typisches morphologisches Element sind die langgestreckten Sandzungen im Sinne Reinecks (1984), die sich über den gesamten Tiefenbereich dieser Zone verfolgen lassen. Zwischen dem "Helgoländer Schlickgebiet" und Wangerooge geht Zone 1 fließend in die seewärts anschließende Zone 3 über (s. u.).

Zone 2 reicht von der seewärtigen Grenze in ca. –15 m NN bis zur Niedrigwasserlinie vor Sylt und bis zur 10 m-Isobathe entlang der ostfriesischen Inseln. Im Küstenvorfeld zwischen Amrum und Eiderstedt schließt sie landwärts in einer Wassertiefe von 10 m unmittelbar an Zone 1 an. Charakteristisch für diese Zone ist die dünne Sedimentbedeckung, die unter 1.5 m liegt und in Extremfällen bis auf 40 cm abnehmen kann. Größere Mächtigkeiten im Raum Juist-Langeoog sind auf Verfüllungen pränordseezeitlicher Rinnen zurückzuführen.

Im schleswig-holsteinischen Küstenvorfeld unterbrechen W-E streichende, pränordseezeitliche Rinnensysteme westlich Listland (Sylt), in Verlängerung von Norder- und Süderaue sowie der Eider diese geringmächtige Sedimentauflage. Die Rinne der Ureider endet ziemlich abrupt bei ca. 8°15' östlicher Breite in –15 m NN.

Zone 3 umfasst den Bereich zwischen –15 und –20 m NN. Hier akkumulieren nordseezeitliche Sedimente in 2 bis etwa 5 m mächtigen Sandrücken, wobei die Zungenriffe vor der niedersächsischen Küste und der südliche und mittlere Teil der Amrumbank vor Schleswig-Holstein die größten Mächtigkeiten aufweisen. Die Verhältnisse im schleswig-holsteinischen Küstenvorfeld verdeutlichen, dass sich seewärts eine geringmächtige (1 bis 1,5 m) Sedimentbedeckung anschließt. Reflexionsseismische Vermessungen von BSH-Routineuntersuchungen bestätigen diesen Trend für das seewärtige Anschlussgebiet.

Die Mächtigkeitsangaben sind in den Ausgängen der nordfriesischen Seegaten zu groß, was auf Limitation der Kokriging-Abschätzung für den Küstennahbereich zurückzuführen ist. Trotz der morphologischen Vorgaben konnte das Kokriging-Verfahren die Mächtigkeiten nicht realistisch über die Wassertiefe abschätzen. Dies liegt darin begründet, dass die morphologischen Strukturen z. T. < 1 km sind und deshalb nicht mehr aufgelöst werden können.

In Abb. 13 ist der Schätzfehler als zweifache Kokriging-Standardabweichung (95%-iger Vertrauensintervall) der Sedimentmächtigkeit dargestellt. Auf den Profillinien bewegt sich der Fehler zwischen 0,5 bis 1 m und kann auf maximal 1,5 m innerhalb des Messnetzes ansteigen. Eine Ausnahme stellen Abschnitte auf den Profilen dar, in denen der Basisreflektor nicht angerissen werden konnte. In diesen Bereichen liegt der Schätzfehler ebenso wie im küstennahen Anschlussgebiet bei 2,0 bis 2,5 m. Im Schlickgebiet südöstlich von Helgoland konnte der Basisreflektor infolge des Gaseffekts nicht auskartiert werden.

5.3 Volumenberechung der nordseezeitlichen Sande

Abb. 14 zeigt das Volumen der Teilgebiete und des gesamten deutschen Küstenvorfeldes zusammen mit den einzelnen Schätzfehlern. Volumen und Fehler wurden durch Addition der jeweiligen Mächtigkeiten bzw. der zweifachen Kokriging-Standardabweichung der Git-

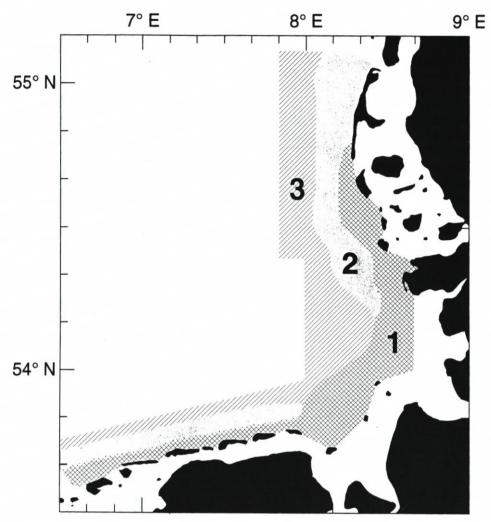


Abb. 12: Dreizonale, küstenparallele Gliederung des Küstenvorfeldes auf der Basis der Verteilung mobiler Lockersedimente

terzellen ermittelt. Die Abtrennung der Teilgebiete zur Berechnung der Volumina erfolgte nach Kriterien der Datenbelegung. Teilregion A umfasst den Bereich substantieller Datenlücken in der Flachwasserzone, wogegen die Gebiete B und C die engmaschigen Messnetze der seismischen Vermessung vor der niedersächsischen und schleswig-holsteinischen Küste umfassen. Von den Teilgebieten weist der Küstennahbereich (A) erwartungsgemäß das größte Volumen von 4 bis 14 Mrd. m³ auf. Das mittlere Gesamtvolumen der nordseezeitlichen Sedimente beträgt 18 Mrd. m³ im Untersuchungsgebiet und schwankt innerhalb des 95%igen Vertrauensbereiches zwischen 7 bis 29 Mrd. m³.

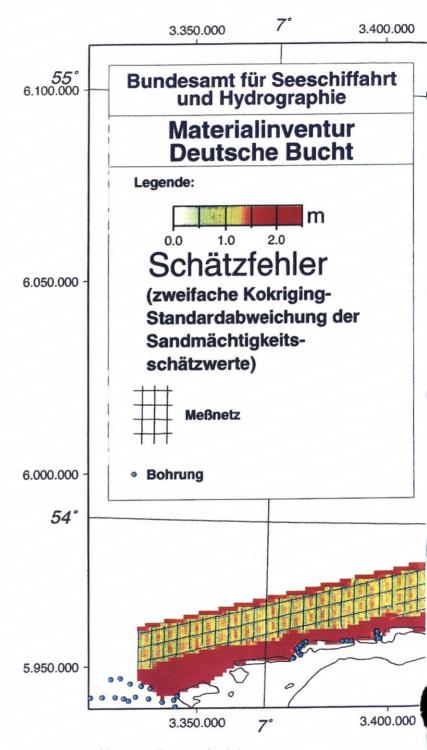
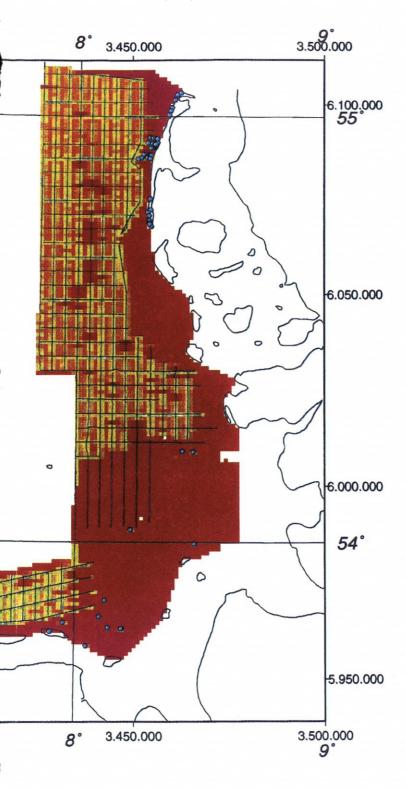


Abb. 13: Schätzfehler der Sedimentmächtigkeit



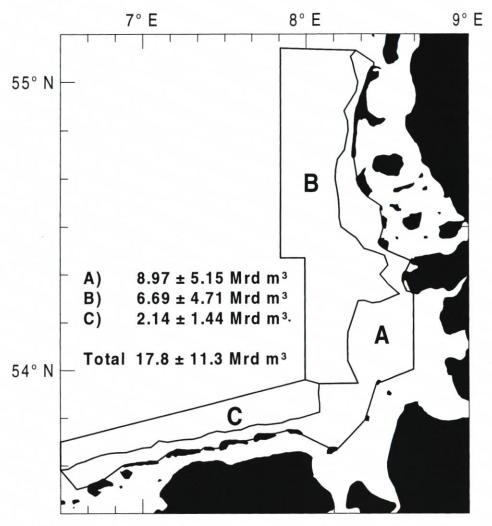


Abb. 14: Volumen und Schätzfehler (95 % Vertrauensintervall) der nordseezeitlichen Sedimente

5.4 Wiederholungsvermessung

Wegen der Morphodynamik tritt in der Mächtigkeitsverteilung ein Fehler auf, weil das gesamte Untersuchungsgebiet von Borkum bis Sylt nicht synoptisch bzw. innerhalb einer Vermessungskampagne aufgenommen werden kann. Um diesen Fehler zumindest in seiner Größenordnung abzuschätzen, wurden vier küstenparallele Profile im Seegebiet vor Eiderstedt/Dithmarschen im Mai 1998 reflexionsseismisch neu vermessen, um anhand der Änderungen in der Mächtigkeitsverteilung ein Maß für die Variabilität anzugeben. Die Auswahl des Gebietes musste sich logistischen Rahmenbedingungen unterwerfen, d. h. der zur Verfügung stehenden Schiffszeit und dem Einsatzgebiet.

In Abb. 15 sind die Mächtigkeitsverhältnisse in diesem Gebiet für den Vermessungszeitraum November 1996/März 1997 (rot) und Mai 1998 (grün) dargestellt. Die Differenzen

aus beiden Aufnahmen (Abb. 16) verdeutlichen, dass größtenteils die Abweichungen im Bereich zwischen 0 und 1 m liegen, mit Ausnahme der Südgrenze, wo Unterschiede in der Sedimentmächtigkeit bis zu 2,5 m auftreten können. Dies erklärt sich durch Verlagerung der Sedimentkörper um 500 bis 750 m innerhalb eines Jahres, wie ein Vergleich in Abb. 15 verdeutlicht.

Die Volumenberechnung für den Vermessungszeitraum 1996/97 und 1998 ergibt 516,4 bzw. 519,0 Mio. m³. Damit weicht die Differenz von 2,6 Mio. m³ um weniger als 1 % vom mittleren Volumen (517,7 Mio. m³) ab. Es ist davon auszugehen, dass dieser Fehler im Bereich zwischen Dithmarscher Bucht und Jade-Ästuar aufgrund der höheren Sedimentdynamik größer ausfallen wird, aber sich immer noch signifikant unter dem Schätzfehler bewegt.

6. Diskussion

6.1 Geologische Verhältnisse

Schleswig-holsteinisches Küstenvorfeld

Im Küstenvorfeld Schleswig-Holsteins fällt die Basis der nordseezeitlichen Sande – außer in den verfüllten pränordseezeitlichen Rinnen (s. u.) – mit der stratigraphischen Grenze Holozän/Pleistozän zusammen. Die Sedimentverteilung bestätigt im wesentlichen die Vorstellung über den geologischen Aufbau dieses Seegebietes (s. Abb. 1), das eine großräumige Verebnungsfläche darstellt, die überwiegend erosiven Prozessen unterworfen ist.

Es können drei große pleistozän-frühholozäne Rinnensysteme nachgewiesen werden, die in westlicher Richtung zum Elbe-Urstromtal entwässert haben und auf dem Festland als Abflusswege für Schmelzwässer weiterverfolgt werden können (WOLDSTEDT U. DUPHORN, 1974):

- Küstenvorfeld von Listland (Sylt):

Eine markante Rinnenstruktur wird als westliche Fortsetzung der NNW-SSE verlaufenden Nordfriesischen Rinne von DITTMER (1951) gedeutet. Entgegen den Vorstellungen von KÖSTER (1979) muss die Schmelzwasserrinne erst nördlich der Insel nach Westen abbiegen, da in den Chirp-Seismogrammen keine Hinweise auf einen Durchbruch südlich des Salzsandes gefunden werden konnten.

- Küstenvorfeld zwischen Amrum und Süderoogsand:

In Verlängerung von Norder- und Süderaue findet sich ein ausgeprägtes älteres Rinnensystem, das ebenso wie das pleistozäne Eidertal im tieferen Untergrund von einer tieferen, präquartären Rinne (–100 bis –200 m NN) vorgezeichnet wird (HINSCH, 1977).

- Küstenvorfeld von Eiderstedt:

Das Tal der Ureider, das auf dem Festland der Nordmannrinne von DITTMER (1951) entspricht und in Höhe des Sperrwerks bei Tönning durch zahlreiche Bohrungen nachgewiesen ist (RUCK, 1969), lässt sich als breite Schmelzwasserrinne bis etwa 8°15' östlicher Breite nachweisen. Westlich davon ist die Rinne bis zur Talsohle abrasiven Prozessen zum Opfer gefallen. Eine vermutete Landverbindung zwischen Eiderstedt und Helgoland (WOLDSTEDT U. DUPHORN, 1974) sowie der Verlauf einer Schmelzwasserrinne westlich von Norder- und Süderaue (Abb. 11) sprechen entgegen früherer Vorstellungen von Tietze (1983) und Figge (1980) dafür, dass die Ureider südlich von Helgoland in ihren Verfluter mündete.

Die von KÖSTER (1979) gezeichnete geologische Situation, dass die gesamte Amrumbank als Rest einer pleistozänen Moräne aufzufassen ist, muss für den südlichen Bereich dieser Un-

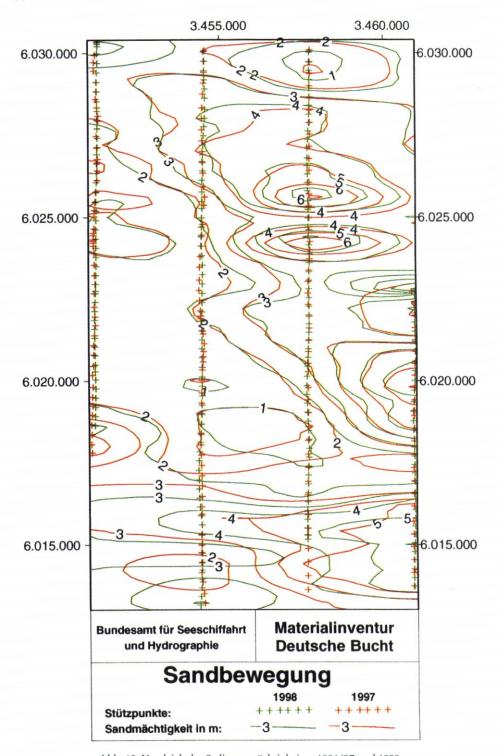


Abb. 15: Vergleich der Sedimentmächtigkeiten 1996/97 und 1998

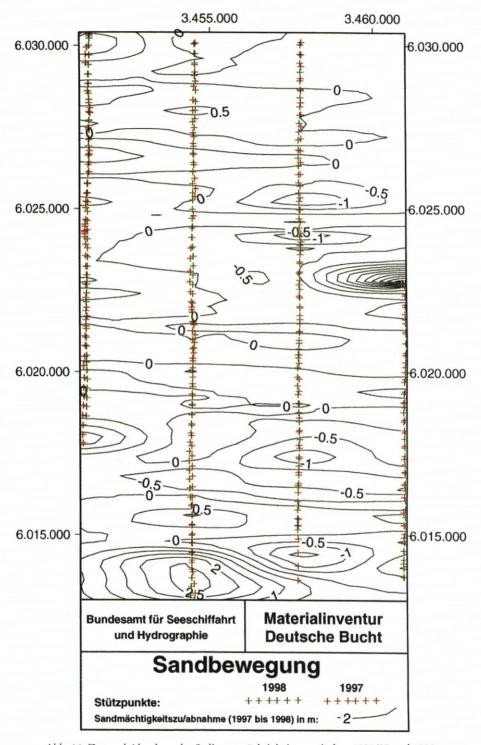


Abb. 16: Zu- und Abnahme der Sedimentmächtigkeiten zwischen 1996/97 und 1998

tiefe revidiert werden. Nach unseren reflexionsseismischen Ergebnissen sowie Bohrunterlagen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB) besteht der südliche Teil aus einem mächtigen nordseezeitlichen Sandpaket. Nur im mittleren und nördlichen Bereich steht der pleistozäne Untergrund als subaquatische Hochlage (Untiefe) in Form von Moränenmaterial unter einer geringen Sandbedeckung an. Diese ungewöhnliche Sandakkumulation, die in dieser Form und Ausbildung nicht erwartet worden war, wirft Fragen zum küstennahen Sedimenttransport auf, die nachfolgend eingehender diskutiert werden sollen.

Niedersächsisches Küstenvorfeld

Die Verhältnisse vor der niedersächsischen Küste bestätigen ebenfalls die in Kap. 1 beschriebene modellhafte Vorstellung zum geologischen Aufbau dieses Küstenabschnitts, jedoch mit der Einschränkung, dass die nordseezeitlichen, mobilen Sande eine geringere Bedeckung aufweisen als ursprünglich angenommen.

In den Zungenriffen (engl.: shoreface-connected sand ridges) konnte nicht die erwartete Mächtigkeit von rund 6 m auskartiert werden, da nach den reflexionsseismischen und Bohrergebnissen nur die oberen 2 bis 3 m als nordseezeitliche Sande in dem hier definierten Sinn (umlagerungsfähiges Lockermaterial) angesprochen werden können. Ein Vibrokern (VC 2007), der im Kammbereich eines Zungenriffs vor Baltrum niedergebracht wurde, wies ab einer Teufe von 2,5 m Schluff- und Tonlagen auf, die gegen eine Sedimentation unter den hydrodynamischen Bedingungen der heutigen Nordsee sprechen.

Auf der Basis neuer Bohrergebnisse ist der zweiteilige, küstenferne Aufbau des Meeresbodens, nämlich nordseezeitliche Sande über pleistozänem Geschiebelehm, der in vielen älteren Seismogrammen aus der offenen Nordsee bestätigt ist (FIGGE, unveröff. Daten), nicht auf das Küstenvorfeld übertragbar. In einer früheren Phase des Meeresspiegelanstiegs stellten sich zunächst in den Schmelzwasserrinnen, später dann im gesamten Küstenabschnitt Sedimentationsverhältnisse ein, die neben Torf überwiegend limnisch-brackische Schluffe bis Tone, z.T. in Wechsellagerung mit Feinsanden oder feinsandige Beckensedimente zur Ablagerung brachten, über die im Verlauf des Holozäns die heutige Nordsee transgredierte (STREIF, 1990). Im küstennahen Seegebiet entspricht die seismostratigraphische Basis der nordseezeitlichen Lockersedimente nicht der lithostratigraphischen Grenze Holozän/Pleistozän, so dass sie sich nicht in den Isolinienplan der Holozänbasis von STREIF (1990) einhängen lässt.

Im westlichen Teil des niedersächsischen Küstenvorfeldes konnte in rund 6 m Teufe das Hangende des Geschiebelehms erbohrt werden (VC 2011). Die geographische Lage des Bohrpunktes legt nahe, dass es sich um die Fortsetzung des Oldenburgisch-Ostfriesischen Geestrückens handelt. Seewärts stehen in nordwestlicher Verlängerung im Bereich des Borkum-Riffgrunds Restsedimente dieses saalezeitlichen Geschiebemergels unmittelbar am Meeresboden an (LABAN, 1995; BÄSEMANN, 1979).

6.2 Hinweise zur küstennahen Sedimentdynamik

Die dreizonale, küstenparallele Gliederung der nordseezeitlichen Sedimentverteilung resultiert aus der komplexen Wechselwirkung küstennormaler und küstenparalleler Sedimentumlagerungen, die innerhalb der einzelnen Zonen unterschiedlichen Einfluss auf die

Mächtigkeitsverhältnisse haben. Es lassen sich auf diese Weise Bereiche mit unterschiedlichen Akkumulationsraten und vermutlich auch Transportraten ausgrenzen.

Zone 1:

In Wassertiefen zwischen 0 bis –10 m NN kommt es im Raum Amrum-Wangerooge trotz des abrasiven Einflusses von Brandung und Strömung zu einer Kompensation von Nettoverlusten durch eine küstenparallele Sedimentzufuhr. Das Sedimentangebot reicht aus, um unter den hydrographischen Verhältnissen des Makrotidals signifikante morphologische Strukturen wie z. B. Sandzungen im Sinne REINECKS (1984) und Sandbänke (z. B. Vogelsand, Gelbsand, u. a.) aufzubauen, die einer ausgeprägten Morphodynamik unterliegen (HOFSTEDE, 1997; GÖHREN, 1971). Im Gebiet der Theknobssände ist eine nennenswerte Akkumulation von nordseezeitlichen Sanden zu beobachten, die aus einem südwärts gerichteten küstenparallelen Sedimenttransport resultiert. Das Material stammt aus der Erosion der Insel Sylt sowie der Umlagerung von vorgespülten Sanden.

- Zone 2:

In einem Tiefenbereich bis –15 m NN dominieren mit Ausnahme der inneren Deutschen Bucht generell erosive Prozesse, die anzeigen, dass die Küstenerosion in diesem Bereich ansetzt. Die Tiefenlage der Abrasionsfläche wird von der Morphologie des Küstenvorfeldes bestimmt und liegt vor Schleswig-Holstein topographisch höher (bei etwa –10 m NN) als vor der niedersächsischen Küste (bis –15 m NN), die deutlich steiler abfällt.

Zone 3:

Unterhalb –15 m NN wird die Sedimentzufuhr durch einen küstennormalen Transport aus Zone 2 bzw. 1 erklärt. Dabei ist der Akkumulationsstreifen vor der niedersächsischen Küste an die älteren Kerne der Zungenriffe bzw. vor der schleswig-holsteinischen Küste an pränordseezeitliche Rinnen im Untergrund gekoppelt (s. u.). Küstenparalleler Sedimenttransport kann in dieser Zone nicht ausgeschlossen werden, dürfte aber im Verhältnis eine untergeordnete Rolle hinsichtlich der Sedimentakkumulation spielen.

Im Übergangsbereich von Zone 1 und 3 zwischen Elbe- und Jade-Ästuar kommen feinsandige, weiche Lockersedimente mit einem hohen Feinkornanteil vor. Einschließlich der Nordergründe, die bis in 20 m Wassertiefe mächtige Sandzungen ausbilden, weist dieser Raum eine Sedimentakkumulation auf. Damit treten Erosionsprozesse, die entlang der restlichen Nordseeküste vor allem in einem Tiefenbereich bis 15 m wirksam sind, für dieses Gebiet in den Hintergrund.

Besonders deutlich wird der Einfluss von subaquatischen Erhebungen auf die Sedimentdynamik im Fall der Amrumbank, in deren Südbereich bis rund 6 m mächtige Nordseesande angehäuft wurden. Unter Berücksichtigung der Hauptströmungsrichtungen in diesem Seegebiet liegt die Vermutung nahe, dass der pleistozäne Höhenrücken in Lee umlagerungsfähige Sande angehäuft hat. Das Material stammt mit ziemlicher Sicherheit aus der Aufarbeitung der Insel Sylt, die sich früher etwa 10 km weiter seewärts erstreckt hat (KÖSTER, 1979). Damit wirken pleistozäne Hochlagen oder die alten Kerne der niedersächsischen Zungenriffe als Sedimentfänger für mobile, umlagerungsfähige Sande, die durch Akkumulation im offenen Küstengewässer der küstennahen Sedimentdynamik entzogen sind.

Die Wiederholungsvermessung veranschaulicht, dass sich die Dynamik der niedersächsischen Zungenriffe wesentlich von morphodynamischen Prozessen im Referenzgebiet vor Eiderstedt/Dithmarschen unterscheidet. Die Zungenriffe bewegen sich unter Beibehaltung ihres sedimentologischen Aufbaus (LUDWIG U. FIGGE, 1979) in horizontaler Richtung (SWIFT et al., 1977; FIGGE, unveröff. Daten), wobei maximale Versetzungsbeträge von 100 bis 200 m/a erreicht werden können (ANTIA, 1996). Die vorliegenden Ergebnisse belegen, dass nur eine Hülle aus nordseezeitlichen Sanden um einen älteren, weitgehend lagestabilen Kern pen-

delt, welcher aus Fein- bis Mittelsanden mit Tonlinsen besteht. In welchem Ausmaß geologische und/oder hydrodynamische Faktoren für die Lagestabilität eine Rolle spielen, konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht geklärt werden.

Im Gegensatz dazu werden die Sandzungen im südlichen Teil des Referenzgebietes als Gesamtstruktur um 500 bis 750 m/a umgelagert. Vermutlich bleibt auch in diesem Fall der sedimentologische Aufbau der Sandzungen erhalten. In jedem Fall zeigen die Ergebnisse die Grenzen der Vergleichbarkeit morphodynamischer Prozesse entlang der deutschen Nordseeküste auf, die in engem Zusammenhang mit der verfügbaren Sedimentmenge stehen.

7. Schlussfolgerung

Die Verbindung moderner reflexionsseismischer Methoden mit geeigneten geostatistischen Auswerteverfahren hat gezeigt, dass sie wesentlich zur tieferen Kenntnis der Sedimentund Morphodynamik in Küstengewässern beitragen können und gegenüber aufwendigen Bohrungen den Vorteil erheblicher Zeit- und Kostenersparnis aufweisen.

Auf der Basis eines relativ engmaschigen Messnetzes konnte für das gesamte deutsche Küstenvorfeld der Nordsee die Mächtigkeitsverteilung der mobilen Lockersedimente anhand prozessierter Daten dargestellt und eine Volumenberechnung inklusive Fehlerabschätzung durchgeführt werden. Die Sedimentverteilung weist für das Untersuchungsgebiet eine dreizonale küstenparallele Gliederung auf, die den bisherigen Kenntnisstand über den Sedimenttransport in der Deutschen Bucht erweitert.

Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die Karte zur Mächtigkeitsverteilung der nordseezeitlichen Sedimente (Abb. 11) einen großmaßstäblichen Überblick über die Verhältnisse vor der gesamten deutschen Nordseeküste gibt und im Fall von Detailfragen keine Spezialuntersuchungen ersetzen kann und will.

8. Danksagung

Dieses Forschungsvorhaben wurde in vielerlei Hinsicht von verschiedenen Bundes- und Landesbehörden sowie Forschungseinrichtungen unterstützt.

Zunächst gilt unser Dank folgenden Personen, die uns großzügigen Zugriff auf ihre Bohrarchive gewährten: Dipl.-Ing. F.-P. EISSFELDT (Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste, Hamburg-Rissen), Dipl.-Geogr. D. STEEN (Wasser- und Schifffahrtsamt, Emden), Dipl.-Ing. A. GÖTSCHENBERG (Wasser- und Schifffahrtsamt, Wilhelmshaven), Dipl.-Ing. H. MÜLLER (Wasser- und Schifffahrtsamt, Bremerhaven), Dr. H. STREIF (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover), Dipl.-Ing. G. RAGUTZKI (Niedersächsisches Landesamt für Ökologie/Forschungsstelle Küste, Norderney), Dipl.-Ing. H.-G. COLDEWEY (Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft und Küstenschutz, Norden), Dipl.-Ing. D. SCHALLER (Amt für ländliche Räume, Husum), Dr. H. TEMMLER (Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holsteins, Flintbek) und Dr. K. SCHWARZER (Institut für Geowissenschaften der Universität Kiel).

Für die engagierte Unterstützung während der Arbeiten auf See sind wir R. Kunze, R. Paar, Y. Arik, Frau L.P. Wang sowie den Kapitänen W.M. Fietz, H. Brunn, W. Ohl und den Besatzungen der FS "Gauss", VWFS "Wega" und FK "Littorina" zu besonderem Dank verpflichtet.

Dr. K. SCHWARZER, L. RUPPRECHT, Dr. F. THEILEN und sein Mitarbeiterstab (Institut für

Geowissenschaften, Kiel) sowie Dr. K. RICKLEFS (Forschungs- und Technologiezentrum Westküste, Büsum) danken wir für die professionelle Unterstützung im Rahmen des geleisteten Forschungsauftrages.

Schließlich gebührt unser Dank dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI), das dieses Projekt aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung und Forschung (BMBF) unter dem Kennzeichen 03KIS306 finanziell über einen Zeitraum von drei Jahren gefördert hat.

9. Schriftenverzeichnis

Ahrendt, K. u. Tabat, W.: Ein Vierteljahrhundert sedimentologischer Forschung vor der Küste Sylts/Deutsche Bucht. Meyniana, Bd. 46, 1994.

ANTIA, E. E.: Rates and patterns of migration of shoreface-connected sandy ridges along the southern North Sea coast. Journal of Coastal Research, Bd. 12, 1996.

BARRY, K. M.; CAVERS, D. A. u. KNEALE, C. W.: Recommended standards for digital tape formats. Geophysics, Bd. 40, 1975.

BELDERSON, R. H., JOHNSON, M. A. u. KENYON, N. H.: Bedforms. In A. H. STRIDE (Hrsg.) Offshore Tidal Sands, Chapman & Hall, 1982.

DAVID, M.: Geostatistical Ore Reserve Estimation. Elsevier, 1977.

DE VRIEND, H. J.: Evolution of marine morphodynamic modelling: Time for 3-D? Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Bd. 49, 1997.

DITTMER, E.: Das Eem des Treenetals. Schriften des naturwissenschaftlichen Vereins Schleswig-Holsteins, Bd. 25, 1951.

Dresen, L.; Gebrande, H.; Harjes, H.-P.; Hubral, P. u. Miller, H.: Seismische Verfahren. In F. Bender (Hrsg.) Angewandte Geowissenschaften. Band II: Methoden der Angewandten Geophysik und mathematische Verfahren in den Geowissenschaften, 1985.

FIGGE, K.: Das Elbe-Urstromtal im Bereich der Deutschen Bucht (Nordsee). Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 30, 1980.

FIGGE, K.: Begleitheft zur Karte der Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht 1:250000 (Nr. 2900). Deutsches Hydrographisches Institut, 1981.

FÜHRBÖTER, A.: Sandbewegung im Küstenraum - Rückschau, Ergebnisse und Ausblick. In DFG-Forschungsbericht "Sandbewegung im Küstenraum. Rückschau, Ergebnisse und Ausblick", 1979.

GÖHREN, H.: Untersuchungen über die Sandbewegung im Elbmündungsgebiet. Hamburger Küstenforschung, Bd. 19, 1971.

HINSCH, W.: Basis des glaziären Pleistozäns in Schleswig-Holstein bzw. Oberkante des Präquartärs, Maßstab 1 : 250000. Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, 1977.

HOFSTEDE, J. L. A.: Process-related analysis for the North Frisian supratidal sands (Germany). Journal of Coastal Research, Bd. 13, 1997.

JOURNEL, A. G. u. HUIJBRECHTS, C. J.: Mining Geostatistics. Academic Press, 1978.

KLÜGER, H.: Beschreibung zum Programm N1KOOR von N11. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 1994.

KÖSTER, R.: Dreidimensionale Kartierung des Seegrundes vor den Nordfriesischen Inseln. In DFG-Forschungsbericht "Sandbewegung im Küstenraum. Rückschau, Ergebnisse und Ausblick", 1979.

LABAN, C.: The Pleistocene glaciations in the Dutch sector of the North Sea. A synthesis of sedimentary and seismic data. Doctoral Thesis Univ. Amsterdam, 1995.

LI, M. u. AMOS, C. L.: SEDTRANS92: A sediment transport model for continental shelves. Computer and Geoscience, Bd. 4, 1995.

LUDWIG, G. u. FIGGE, K.: Schwermineralvorkommen und Sandverteilung in der Deutschen Bucht. Geologisches Jahrbuch, Bd. D32, 1979.

MÖLLER, L.: Seismische Untersuchungen in Sedimenten der Nordsee: Dispersion und Dämpfung von Grenzschichtmodellen. Hamburger Geophysikalische Einzelschriften, A79, 1984.

REINECK, H. E.: Aktuogeologie klastischer Sedimente. Kramer, 1984.

RUCK, K. W.: Ein geologisches Profil durch die Eidermündung. Meyniana, Bd. 19, 1969.

SCHIRMER, F.; SCHMALFELDT, B. u. SIEBERT, J.: Schallgeschwindigkeit und Impedanz des oberen Meeresbodens in Gebieten der Nordsee, des Skagerraks, des Kattegats und der Ostsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Bd. 32, 1979.

SCHULZ-OHLBERG, J.: Die Anwendung geostatistischer Verfahren zur Interpretation von gravimetrischen und magnetischen Felddaten. Wissenschaftlich-Technische Berichte, 1989-6,

Deutsches Hydrographisches Institut, 1989.

STREIF, H.: Das ostfriesische Küstengebiet. Sammlung Geologischer Führer, Bd. 57. Gebr. Borntraeger, 1990.

- SWIFT, D. J.; PARKER, G.; LANFREDI, N. W., PERILLO, G. u. FIGGE, K.: Shoreface-connected sand ridges on American and European shelves: A comparison. Estuarine, Coastal and Marine Science, Bd. 7, 1978.
- THEILEN, F.; KALLERHOFF, W. u. POSEWANG, J.: Untersuchungen zur Optimierung des Küstenschutzes auf Sylt, Phase II: Kartierung des Kaolinsandes vor Sylt. Unveröff. Abschlussbericht, Institut für Geophysik der Universität Kiel, 1994.

TIETZE, G.: Das Jungpleistozän und marine Holozän nach seismischen Messungen nordwestlich Eiderstedts/Schleswig-Holstein. Unveröff. Diss. Univ. Kiel, 1983.

WACKERNAGEL, H.: Multivariate Geostatistics. Springer, 1998.

WOLDSTEDT, P. u. DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Koehler, 1974.

Forschungsvorhaben WADE – Synthese und Ausblick –

Von HANZ DIETER NIEMEYER

Zusammenfassung

Die Verstärkung des Treibhauseffektes durch das zunehmende Freisetzen von Spurengasen könnte zu einer erneuten Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs führen. Für den Schutz der Niederungsküsten an der südlichen Nordsee sind die dabei zu erwartenden morphodynamischen Vorgänge von erheblicher Bedeutung. Insbesondere stellt sich die Frage, ob auch dann die Watten noch – wie mit dem in den letzten Jahrhunderten moderaten Meeresspiegelanstieg – mitwachsen werden. Diesem Problem widmete sich das deutsch-niederländische Forschungsvorhaben WADE.

An dieser Stelle wird – aufbauend auf den veröffentlichten Ergebnissen – eine Bilanz des Vorhabens gezogen, wobei ergänzend zu der Gegenüberstellung von Erstrebtem und Erreichtem auf der Grundlage aus dem Vorhaben gewonnener neuartiger Erkenntnisse ein Ausblick auf weiteren Forschungsbedarf erfolgt.

Summary

The major aim of the Dutch-German research project WADE (Wadden Sea morphodynamical development with respect to an accelerated relative sea-level rise) was the development of suitable tools for the forecast of a morphodynamic response to an accelerated relative sea-level rise. Assuming a lasting morphodynamic equilibrium primarily existing and newly established empirical relationships have been tested with respect to their reliability. Furthermore a conceptual morphodynamic model has been applied to a real world case with changing boundary conditions due to human impacts. The major results of the project were already published, particularly in volume 57 of this periodical. This publication focusses mainly on the following issues: review of the initially invented research strategy, further use of established data sets, gained background knowledge for proper use of applied tools. Based on a balance of gained results and remaining problems some needs of further research are highlighted.

Inhalt

1.	Einleitung	87
2.	Forschungsansatz, Umsetzung und Modifikation	88
	Datenbasis	
4.	Konzeptionelle Modellierung	90
5.	Parametrisierungen und morphodynamische Gleichgewichtsbedingungen	92
6.	Morphodynamische Langzeitentwicklungen	96
	Synthese und Ausblick	
8.	Schriftenverzeichnis	99

1. Einleitung

In der deutsch-niederländischen Arbeitsgruppe "Meeresspiegelanstieg und Küsteningenieurwesen", die aufgrund eines Rahmenabkommens zwischen dem BMBF und Rijkswaterstaat eingerichtet worden ist, war ein kooperatives Forschungsvorhaben zu potentiellen morphodynamischen Folgewirkungen eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs vereinbart worden. Anlass hierzu waren einerseits Erkenntnisdefizite zu den mittelbaren Folgen des verstärkten Treibhauseffekts für den Insel- und Küstenschutz infolge von Spurengasen und andererseits bemerkenswerte Ergebnisse entsprechender Untersuchungen zur Neubestimmung einer künftigen Küstenschutzstrategie in den Niederlanden. Es wurden in beiden Ländern zwei grundsätzlich aufeinander abgestimmte, aber an den jeweiligen nationalen Möglichkeiten orientierte Vorhaben unter dem gemeinsamen Namen WADE = <u>Wa</u>dden Sea Morphodynamical <u>De</u>velopment with Respect to an Accelerated Relative Sea-Level Rise eingerichtet. Das deutsche Projekt wurde vom BMBF, das niederländische von Rijkswaterstaat und dem Niederländischen Umweltministerium gefördert. Vorrangiges Ziel des Vorhabens war die exemplarische Entwicklung eines Instrumentariums zur Abschätzung morphodynamischer Entwicklungen unter veränderten hydrodynamischen Randbedingungen.

2. Forschungsansatz, Umsetzung und Modifikation

Innerhalb der niederländischen Untersuchungen zum "Küstenschutz nach 1990" waren auf der Grundlage bekannter morphodynamischer Gleichgewichtsbedingungen Vorschauen zu den Folgen angenommener Szenarien eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs entwickelt worden. Deren wesentlicher Nachteil bestand darin, allein Ergebnisse für den Ausgangszustand und das abschließend wieder erreichte Gleichgewicht zu liefern. Hierbei wurde deutlich, dass die dabei in der Natur zu durchlaufenden Zyklen vielfach wesentlich länger andauerten als die üblichen ingenieurtypischen Planungszeiträume. Primäres Forschungsziel war daher die Fortentwicklung der verfügbaren Gleichgewichtsbedingungen zu Prozessbeschreibungen, mit denen auch die zwischen zwei Gleichgewichtszuständen durchlaufenden Übergangszustände simulierbar werden sollten. Hierbei war auch an die Einbeziehung von Ergebnissen mathematisch-hydrodynamischer Modelle gedacht. Zur Erreichung dieser Zielsetzung wurden folgende für das eigentliche Ziel grundlegende Teilschritte im Forschungsprogramm festgelegt:

- 1. Digitalisierung des geeigneten verfügbaren Kartenmaterials der ausgewählten Untersuchungsgebiete und Archivierung mit einem Geographischen Informationssystem,
- Morphodynamische Parametrisierung der Untersuchungsgebiete nach morphodynamischen Einheiten (Einzugs- und Teileinzugsgebiete der jeweiligen Fluter),
- Überprüfung, Fortentwicklung und Neubestimmung morphodynamischer Gleichgewichtsbedingungen,
- 4. Erstellung mathematisch-hydrodynamischer Modelle für ausgewählte Testgebiete.

Es wurde bald deutlich, dass der Aufwand für die Erarbeitung der Datengrundlagen aufgrund mangelnder Erfahrung wesentlich unterschätzt worden war: die detaillierte Aufnahme umfangreichen Kartenmaterials in ein GIS mit manueller Digitalisierung, Plausibilitätsprüfung und Korrektur verlangte einen erheblich höheren Aufwand als die bisher praktizierte unmittelbare Parametrisierung typischer morphodynamischer Gebietsmerkmale wie Einzugsgebietsflächen oder Rinnenquerschnitte.

Mit zunehmender Untersuchungsdauer zeigte sich in beiden Teilvorhaben, dass der ins Auge gefasste Ansatz nicht zum Erfolg führte: die alleinige Einbeziehung von Ergebnissen hydrodynamischer Modelle ermöglichte keine hinreichende Fortentwicklung der Gleichgewichtsbedingungen zur Ermittlung von Übergangszuständen. Einen Ausweg aus dem Dilemma boten parallel zu den Vorhaben laufende Arbeiten einer begleitenden niederländischen Arbeitsgruppe, die den ursprünglichen Ansatz einerseits umkehrte und andererseits entscheidend erweiterte: In ein einfaches hydrodynamisches Modell mit Sedimenttransport-

modul wurden bekannte abgesicherte morphodynamische Gleichgewichtsformulierungen als prozesssteuernde Randbedingungen eingeführt; eine Anpassung an Naturdaten erfolgte über Zeitskalenparameter (VAN DONGEREN u. DE VRIEND, 1993). Dieser Modellierungsansatz wurde auch für das deutsche Vorhaben übernommen, weiterentwickelt und angewandt (NIEMEYER et al., 1995a).

3. Datenbasis

Im Rahmen des deutschen Teils des Projekts WADE ist im Gegensatz zum Vorgehen der niederländischen Kollegen von vornherein auf eine unmittelbare Parametrisierung auf der Grundlage des originären Kartenmaterials verzichtet worden. Das für die Projektbearbeitung ausgewählte Kartenmaterial wurde vollständig digitalisiert und in eine GIS-Datenbank überführt. Die Parametrisierungen für die Überprüfung und Fortentwicklungen morphodynamischer Gleichgewichtsbedingungen und konzeptionelle Modellierungen erfolgten dann mit Hilfe funktionaler Werkzeuge des GIS. Hiermit sollte vorrangig eine Objektivierung der Ergebnisse bezüglich der Ermittlungsmethoden erreicht werden, indem bei den Parametrisierungen verfahrensbedingte Variationen infolge individueller Arbeitstechniken ausgeschlossen werden konnten. Darüber hinaus wurden hierdurch wesentlich verbesserte Datengrundlagen für Modellierungen der Untersuchungsgebiete geschaffen.

Im Projekt WADE sind die Einzugsgebiete der ostfriesischen Seegaten von der Osterems bis zur Harle aus folgenden drei Kartenwerken in das GIS überführt worden (Abb. 1): Topographische Wattkarte 1:25 000 der niedersächsischen Küste (FSK, etwa 1955–1970); KFKI-Küstenkarte 1:25 000 (etwa 1975) und Küstenkarte der Synopse 1:25 000 (WSD Nordwest, etwa 1990). Für das Untersuchungsgebiet Dithmarscher Bucht (Abb. 2) standen neben den beiden letztgenannten Kartenwerken sieben weitere Aufnahmen der schleswigholsteinischen Wasserwirtschaftsverwaltung zur Verfügung, die vom seinerzeitigen Amt für Land- und Wasserwirtschaft Heide bereitgestellt wurden.

Der für die Überführung in das GIS erforderliche hohe Aufwand hat zu Verzögerungen im deutschen Teilprojekt geführt; die Ergebnisse dieser Bemühungen sind aber über das Projekt WADE hinaus von Nutzen gewesen und werden es sicherlich auch in Zukunft noch sein

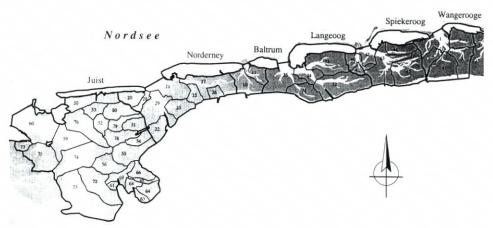


Abb. 1: Digitalisierte und im GIS gespeicherte Einzugs- und Teileinzugsgebiete für den Untersuchungsbereich Ostfriesisches Wattenmeer, Aufnahme 1990

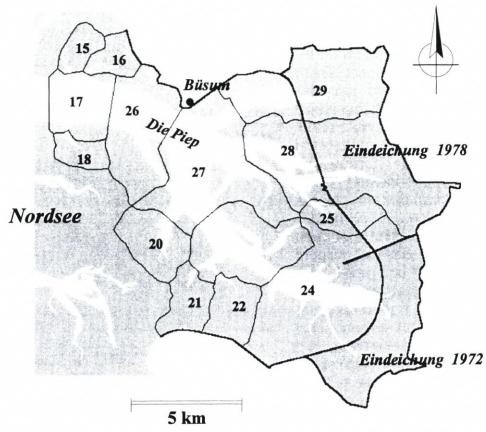


Abb. 2: Digitalisierte und im GIS gespeicherte Teileinzugsgebiete des Untersuchungsbereichs Dithmarscher Bucht, Aufnahme 1969 mit den Eindeichungen von 1972 und 1978

können: Als Beispiele für die Nutzungen der Datenbasis seien hier folgende Forschungsvorhaben und Verwaltungsprojekte genannt: Wattseegang (BMBF-KFKI; NIEMEYER et al., 1995b); NOURTEC (EU-MAST II; NIEMEYER et al., 1997; KAISER u. NIEMEYER, 1999); Morphologische Stabilität des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres (BMBF-KFKI, Spiegel 1997); Morphologische Gestaltungsvorgänge im Küstenvorfeld (BMBF-KFKI, HÜTTE-MEYER et al., 1998); Sedimentverteilung auf Watten (BMBF-KFKI, MEYER u. RAGUTZKI, 1998); Küstenholozän (DFG, HOSELMANN u. STREIF, 1978); Morphologische Modellierung in Wattgebieten (BMBF-KFKI); Bemessungsseegang (BMBF-KFKI); Beweissicherung Dithmarscher Bucht (ALW Heide/ALR Husum); Beweissicherung Leybucht (Forschungsstelle Küste); Versuchsstrandauffüllung Norderney (FSK); Bestickermittlung Elisabethgrodendeich (FSK; NIEMEYER u. KAISER, 1998).

4. Konzeptionelle Modellierung

Das in den Niederlanden durch VAN DONGEREN u. DE VRIEND (1993) entwickelte Modell TIDYN wurde im Rahmen des Projektes WADE hinsichtlich seiner physikalischen Grundlagen modifiziert (NIEMEYER, 1994; NIEMEYER et al., 1995a) und auf das Unter-

suchungsgebiet Dithmarscher Bucht angewandt. Die Ergebnisse lassen erkennen, dass grundsätzlich eine naturähnliche Modellierung der Entwicklung der Rinnenquerschnitte und Wattflächen möglich ist (Abb. 3 u. 4). Die Reproduktion und Vorhersage der Watthöhenentwicklung ist jedoch ausgesprochen unzuverlässig, insbesondere für deichnahe Einzugsgebiete, in denen die – im Modell nicht berücksichtigte – Seegangseinwirkung dominiert (Abb. 4). Wesentliche Ursache für die Schwächen der Modellierung ist neben dem Fehlen noch zu entwickelnder Module für die morphodynamische Wirkung des Wattseegangs die unzulängliche Parametrisierung der Watthöhen für konzeptionelle Modellierungen (NIEMEYER et al., 1995).

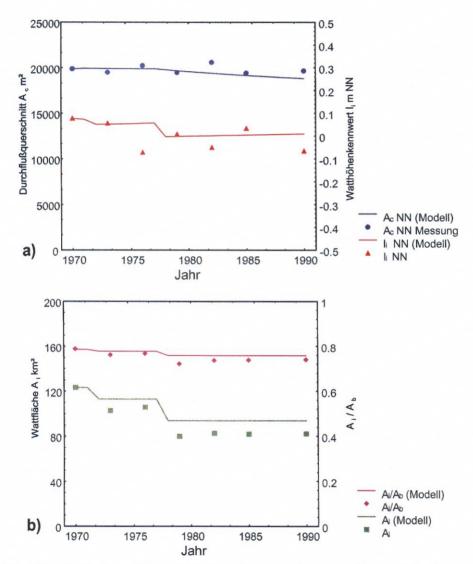


Abb. 3: Modellergebnisse und Messwerk für a) die Rinnenquerschnitte A_c und den Watthöhenkennwert l_i sowie b) Wattfläche A_i und Relation Watt- zu Gesamteinzugsgebietsfläche A_i/A_b (Einzugsgebiet Dwarsloch – Ost)

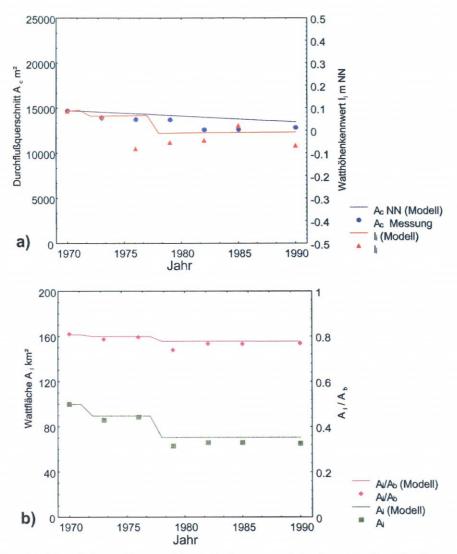


Abb. 4: Modellergebnisse und Messwerk für a) die Rinnenquerschnitte A_c und den Watthöhenkennwert l_i sowie b) Wattfläche A_i und Relation Watt- zu Gesamteinzugsgebietsfläche A_i/A_b (Einzugsgebiet Steertloch)

Parametrisierungen und morphodynamische Gleichgewichtsbedingungen

Im Projekt WADE wurden neben – den bekannten – morphodynamischen Gleichgewichtsbedingungen auch neuentwickelte verwandt. Als hilfreich für die Charakterisierung des morphodynamischen Zustandes eines Untersuchungsgebietes erwies sich dabei der funktionale Zusammenhang von Wattfläche und Tidevolumen (NIEMEYER et al., 1995a), der insbesondere auch für die konzeptionelle Modellierung bedeutsam ist.

Eine weitere wesentliche Erfahrung soll hier wiedergegeben werden, die zwar in Einklang mit denen einiger früherer Untersuchungen steht, aber auch immer wieder außer Acht gelassen wird, wobei Fehldeutungen die Folge sein können. Es ist ein bekanntes Phänomen, dass die morphodynamische Gleichgewichtsbedingung von O'BRIEN (1931, 1969) nicht den Charakter eines physikalischen Universalgesetzes hat, sondern die empirische Wiedergabe einer dominierenden Wechselwirkung ist. Dabei sind vorhandene überlagernde, aber nachrangige Einwirkungen vernachlässigt worden. Deren ortsabhängige Variation wird in den Koeffizienten der Beziehung subsummiert, die für das jeweilige Anwendungsgebiet zu bestimmen sind. Dies hat sich auch im Projekt WADE bestätigt: Für die Einzugsgebiete der ostfriesischen Seegaten ergaben sich andere Koeffizienten als für die Dithmarscher Bucht, für die zudem noch Variationen infolge der Vordeichungen festzustellen waren. Insofern ist der alleinige Vergleich der von verschiedenen Autoren ermittelten empirischen gebietsabhängigen Koeffizienten der O'BRIEN-Beziehung ohne die Einbeziehung möglicher physikalischer Ursachen, wie sie beispielsweise von SPIEGEL (1997) vorgenommen wurde, nicht zielführend.

Ein weiteres Defizit derartiger Vergleiche ist, dass die Ermittlung der Koeffizienten in der O'BRIEN-Beziehung wesentlich von dem für die Rinnenquerschnittsberechnung festgelegten Bezugsniveau abhängt, wie hier beispielhaft für das Norderneyer Seegat dargestellt (Abb. 5a-c). Diese Darstellung vermittelt darüber hinaus ein weiteres, für die Anwendung und Interpretation der O'BRIEN-Beziehung wesentliches Element: der Bezug auf das Niveau MThw. Hierbei treten - insbesondere für kleinere Querschnitte - stärkere Fluktuationen auf. Im Einzugsbereich des Norderneyer Seegats ist als eine Ursache die - im Ansatz von O'BRIEN nicht berücksichtigte, aber insbesondere oberhalb des MTmw bedeutsame - unterschiedliche morphodynamische Wirksamkeit des Seegangs von Bedeutung. Aber auch außerhalb von Bereichen mit signifikanter Seegangswirkung ist das Bezugsniveau problematisch: bei dessen Anwendung werden die Auswirkungen der Spring/Nipp-Variationen am stärksten vernachlässigt. Hierbei wird - im Gegensatz zu den Bezugsniveaus MTmw oder MTnw - der Bereich des Querschnittes mitberücksichtigt, indem deren bettbildende Wirkungen am signifikantesten wirksam werden. Noch stärker würden sich windbedingte Wasserstandserhöhungen auf den momentanen Rinnenquerschnitt auswirken. Von daher ist eine Anwendung der O'BRIEN-Beziehung auf Rinnenquerschnitte bei MThw wenig sinnvoll, da bei der jeweiligen Aufnahme der obere Bereich des Rinnenquerschnitts in Größe und Form signifikant von den momentanen, zyklisch oder sogar azyklisch bedingten Wasserstandsvariationen geprägt ist.

Eine wesentliche Rolle für die Wiederherstellung von Gleichgewichtszuständen in Watteinzugsgebieten spielen die im ostfriesischen Sprachgebrauch 'Riffbögen' genannten Ebbdeltas. Für den Küstenquertransport in die Wattgebiete stellen sie ein kurzfristig verfügbares Materialreservoir dar, das anschließend als Senke sein Volumen dann langfristig wieder aus anderen Quellen auffüllt. Für die Ermittlung der Ebbdelta-Volumina ist allgemein das Verfahren von Walton u. Adams (1975) gebräuchlich, bei dem das Volumen als Abweichung der tatsächlichen von einer fiktiven Topographie mit küstenparallelen Tiefenlinien definiert ist (Abb. 6). Walton u. Adams (1975) haben einen Zusammenhang mit dem Tidevolumen gefunden und dabei eine weitere Differenzierung hinsichtlich der Exponiertheit gegen Seegang vorgenommen (Abb. 7). In dieses Schema fügen sich die von Eysink u. Biegel (1995) nach gleichem Muster ermittelten Werte für das Westfriesische Wattenmeer plausibel ein (Abb. 7). Die Werte für das Ostfriesische Wattenmeer fallen hingegen deutlich aus dem vorgegebenen Zusammenhang heraus (Abb. 7), ohne dass dafür eine offensichtliche Erklärung verfügbar ist.

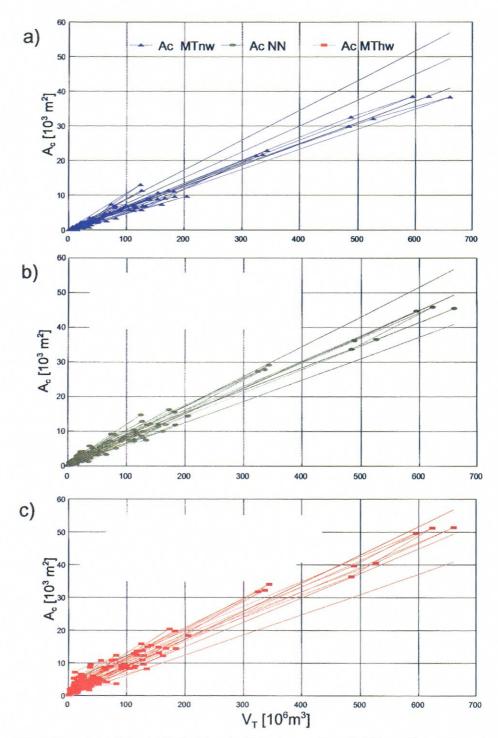


Abb. 5: Querschnittsfläche A_c als Funktion des Tidevolumens V_T nach O'BRIEN (Bezugsniveau a) MTnw); b) NN; c) MThw

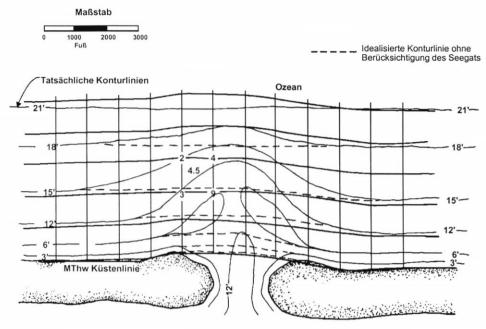


Abb. 6: Definition des Sedimentvolumens von Ebbdeltas (WALTON u. ADAMS, 1975)

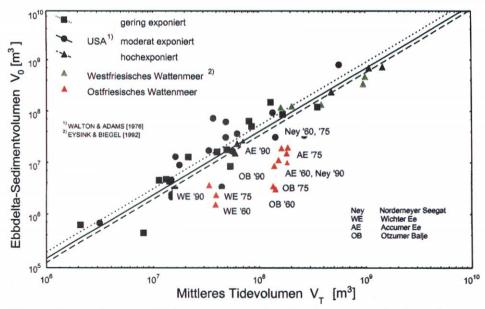


Abb. 7: Sedimentvolumen der Ebbdeltas von Seegaten in Abhängigkeit vom Tidevolumen der zugehörigen Einzugsgebiete (Küsten der USA, Westfriesisches und Ostfriesisches Wattenmeer) (NIEMEYER et al., 1995)

Die unterschiedlichen Tidevolumina der westfriesischen und ostfriesischen Watteinzugsgebiete müssten über die eigentliche Relation erfasst werden. Da das Seegangsklima im Küstenvorfeld beider Bereiche ähnlich ist, lassen sich die signifikanten Abweichungen der Ebbdelta-Volumina der ostfriesischen Seegaten auch darüber nicht erklären. Möglicherweise ist die Parametrisierung der Ebbdelta-Volumen nach WALTON u. ADAMS für die ostfriesischen Riffbögen weniger geeignet. Der Ansatz ist auf jeden Fall problematisch für Düneninseln mit einem küstennormalen Versatz. Die Volumenermittlung für die Riffbögen der ostfriesischen Seegaten Norderneyer Seegat, Wichter und Accumer Ee nach dieser Methode weist erhebliche Fluktuationen auf, ohne dass in den Einzugsgebieten und damit bei deren Tidevolumen entsprechende Änderungen stattgefunden haben (Abb. 8).

Betrachtet man für unterschiedliche Szenarien eines beschleunigten Meeresspiegelanstiegs den daraus in einfachster Form ableitbaren Sedimentbedarf (Abb. 9), so wird erkennbar, dass die Volumina der Riffbögen ostfriesischer Seegaten hierfür eine bedeutsame Materialreserve darstellen. Wegen dieser hohen Bedeutung der Ebbdelta-Volumina für Anpassungsprozesse in den Einzugsgebieten unter wesentlich veränderten hydrodynamischen Randbedingungen sind die Unsicherheiten bei deren Ermittlung ein bedeutsames Defizit für künftige Vorsorgeplanungen.

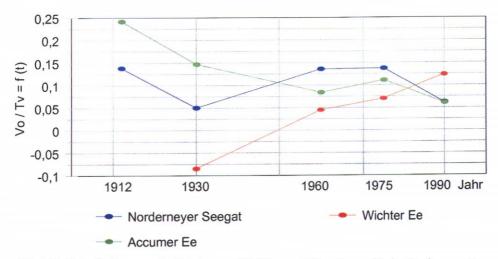


Abb. 8: Zeitliche Änderungen der Relation von Ebbdelta- und Tidevolumen für das Norderneyer Seegat, Wichter Ee und Accumer Ee

6. Morphodynamische Langzeitentwicklungen

Obwohl nicht antragsgemäßer Bestandteil des Forschungsvorhabens WADE, wurden parallel Untersuchungen zur großskaligen morphodynamischen Langzeitentwicklung in ausgewählten Testgebieten vorgenommen. Vorrangiges Ziel war dabei, über die Verifizierung eines von WALTHER (1934, 1972) entwickelten Näherungsansatzes aus den von HOMEIER (1962) erarbeiteten Rekonstruktionen historischer morphologischer Zustände und Analogieschlüssen zur Wasserstandentwicklung in Ostfriesland unter Nutzung der Angaben von LÜDERS (1977) die langfristige Entwicklung der Tidevolumen quantitativ abzuschätzen (Abb. 9; NIEMEYER, 1993, 1995). Hierbei stellte sich heraus, dass die für die Abschätzung

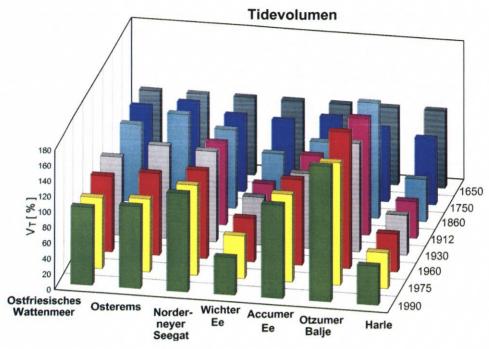


Abb. 9: Relative Entwicklung des Tidevolumens (Niemeyer, 1995)

künftiger Entwicklungen unter veränderten Randbedingen bedeutsame morphodynamische Gleichgewichtsbeziehung von Watteinzugsgebietsfläche und Tidevolumen nicht konstant ist, sondern auch von der Tidehubentwicklung abhängt (Abb. 10). Hieraus ist zu folgern, dass die bisher gebräuchliche Form für die morphologische Folgenabschätzung veränderter hydrodynamischer Randbedingungen unzureichend ist (NIEMEYER, 1993, 1995).

7. Synthese und Ausblick

Die im Forschungsvorhaben WADE aufbereiteten topographischen Datensätze werden weit über das eigentliche Vorhaben hinaus in vielfältiger Form genutzt. Der für ein einzelnes Vorhaben erhebliche Aufwand findet somit nicht nur aus dessen Ergebnissen eine Rechtfertigung. Nachträglich erwächst aus dieser Arbeit immer noch ein wachsender Nutzen für andere Forschungsvorhaben und Verwaltungsprojekte. Die dabei eingesparten Ressourcen kommen somit neben den jeweiligen Bearbeitern mittelbar auch dem Geldgeber BMBF und den im KFKI vertretenen Verwaltungen zu Gute.

Die quantitativen Formen empirischer morphodynamischer Gleichgewichtsbeziehungen hängen einerseits stark von nachrangigen, nicht berücksichtigten physikalischen Randbedingungen ab. Andererseits sind sie wesentlich mitbestimmt durch die Datenaufnahme, die Parametrisierungsformen und -methoden. Daher haben sie zeitlich und räumlich nur begrenzt Gültigkeit, wodurch auch ihre Vergleichbarkeit kaum gegeben ist.

Es ist in Übereinstimmung mit bisherigen Beobachtungen erkennbar, dass die Volumina der ostfriesischen Riffbögen eine bedeutsame Materialreserve für Anpassungspro-

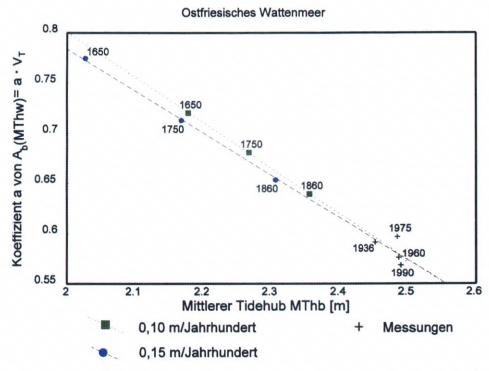


Abb. 10: Zeitliche Änderung des Koeffizienten der Relation von Einzugsgebietsfläche A_b und Tidevolumen V_T in Abhängigkeit von Tidehubänderungen (NIEMEYER, 1995)

zesse der Wattgebiete an veränderte künftige hydrodynamische Randbedingungen darstellen.

Es hat sich gezeigt, dass konzeptionelle morphodynamische Modelle, wie das in WADE eingesetzte TIDYN, tidedominierte Vorgänge auch nach wesentlichen Veränderungen von Randbedingungen weitgehend naturähnlich reproduzieren, solange die Größe und Topographie der Einzugsgebiete so beschaffen sind, dass der Seegang keine signifikante morphodynamische Wirkung entfaltet. Die derzeit verfügbaren Ansätze für die Parametrisierung von Watthöhen in konzeptionellen morphodynamischen Modellen sind noch unzureichend, um naturähnliche Modellierungen erreichen zu können.

Aus der vorstehenden Synthese der Ergebnisse des Forschungsvorhabens WADE sind ausblickend u. a. folgende Konsequenzen für künftige Untersuchungen auf diesem Feld abzuleiten:

- Es sind neue Verfahren für eine konsistente Ermittlung von Ebbdelta-Volumen für die Randbedingungen ostfriesischer Riffbögen und gegebenenfalls nordfriesischer Außensände zu entwickeln, um für künftige Vorsorgeplanungen verbesserte Datengrundlagen zu haben.
- Für konzeptionelle morphodynamische Modellierungen sind sowohl Ansätze zur Einbeziehung der morphodynamischen Seegangswirkung insbesondere auf hohen Watten zu entwickeln, als auch naturähnliche Parametrisierungen der Watthöhen. Erst danach sind wesentliche Fortschritte bei der konzeptionellen morphodynamischen Modellierung von Wattgebieten möglich.

 Die Nutzung morphodynamischer Gleichgewichtsbedingungen für künftige Vorsorgeplanungen bedingt deren mittelfristige Zuverlässigkeit. Zu deren Bestätigung oder aber entsprechenden Fortentwicklungen sind weitergehende Untersuchungen als bisher zu deren Mittel- und Langfriststabilität erforderlich.

8. Schriftenverzeichnis

- EYSINK, W. D. u. BIEGEL, E. J.: Impact of sea level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function. Delft Hydraulics, Rep. H 1300, 1992 (unveröff.).
- HOMEIER, H.: Historisches Kartenwerk 1:50 000 der niedersächsischen Küste. Jber. 1961 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 13, 1962.
- HOSELMANN, C. u. STREIF, H.: Bilanzierung der holozänen Sedimentakkumulation im niedersächsischen Küstenraum. Z. dt. Geol. Ges. 148, 3–4, 1997.
- HÜTTEMEYER, P.; KOOPMANN, A.; KUNZ, H. u. PUSCHMANN, M.: Morphologische Gestaltungsvorgänge im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht Zwischenbericht 1997. NLÖ-Forschungsstelle Küste, Dienstber. 6/98 (unveröff.).
- KAISER, R. u. NIEMEYER, H. D.: Changing of local wave climate due to ebb delta migration. Proc. 26th Int. Conf. Coast. Eng. Copenhagen, Denmark. ASCE, New York, 1998.
- LÜDERS, K.: Wangerooch hett'n hooge Toren, ... Jber. 1976 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 30, 1977.
- MEYER, C. u. RAGUTZKI, G.: Sedimentverteilung als Indikator für morphodynamische Prozesse Zwischenbericht 1997. NLÖ-Forschungsstelle Küste, Dienstber. 7/98 (unveröff.).
- NIEMEYER, H. D.: Long-term morphodynamical behaviour of the East Frisian islands and coast. Conf. Large Scale Coastal Behavior '93, U.S. Geol. Surv., Open-File Rep.93–381, 1993.
- NIEMEYER, H. D.: Further development of a process-based morphodynamical model for tidal basins box- and tree-model. Worksh. o. Tidal Inlet Modeling, US Army Corps o. Eng. Waterw. Exp. Stat. Coast. Eng. Res. Cent. Vicksburg/Ms., 1994.
- NIEMEYER, H. D.: Long-term morphodynamical development of the East Frisian Islands and Coast. Proc. 24th Int. Conf. Coast. Eng. Kobe, Japan. ASCE, New York, 1995.
- NIEMEYER, H. D.; GOLDENBOGEN, R.; SCHROEDER, E. u. KUNZ, H.: Untersuchungen zur Morphodynamik des Wattenmeeres im Forschungsvorhaben WADE. Die Küste, H. 57, 1995a.
- NIEMEYER, H. D.; ADEL, H. DEN u. KAISER, R.: Anwendung des mathematischen Seegangsmodells HISWA auf Wattenmeerbereiche. Die Küste, H. 57, 1995b.
- NIEMEYER, H. D.; KAISER, R. u. KNAACK, H.: Effectiveness of a combined beach and shoreface nourishment on the island of Norderney/East Frisia, Germany. Proc. 25th Int. Conf. Coast. Eng. Orlando/Fl., USA. ASCE, New York, 1997
- NIEMEYER, H. D. u. KAISER, R.: Untersuchungen zum Bestick von Versuchsaußenböschungen am Elisabethgroden-Deich, Wangerland. NLÖ-Forschungsstelle Küste, Dienstber. 10/98 (unveröff.).
- O'BRIEN, M. P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. ASCE, Civ. Eng., Vol. 1, No. 8, 1931.
- O'BRIEN, M. P.: Equilibrium flow areas of tidal inlets on sandy coasts. Proc. 10th Conf. Coast. Eng., ASCE, New York, 1967.
- SPIEGEL, F.: Zur Morphologie der Tidebecken im schleswig-holsteinischen Wattenmeer. Die Küste, H. 59, 1997.
- Van Dongeren, A. R. u. De Vriend, H. J.: A model of morphological behaviour in tidal basins. Coast. Eng., Vol. 22, No. 3/4, 1993.
- WALTON, T. L. u. ADAMS, W. D.: Capacity of inlet outer bars to store sand. Proc. 15th Int. Conf. Coast. Eng. Honolulu/Hawaii, ASCE ,New York, 1976.
- Walther, F.: Die Gezeiten und Meeresströmungen im Norderneyer Seegat. Bautechn., H. 13, 1934.
- WALTHER, F.: Zusammenhänge zwischen der Größe der ostfriesischen Seegaten mit ihren Wattgebieten sowie mit Watten und Strömungen. Jber. 1971 Forsch.-Stelle f. Insel- u. Küstenschutz, Bd. 23, 1972.

Trischen – die Geschichte einer alluvialen Insel im Dithmarscher Wattenmeer

Von Peter Wieland

Zusammenfassung

Trischen ist ein einzigartiges Beispiel für die Entwicklung einer alluvialen Dünen-Salzwiesen-Insel im Wattenmeer der deutschen Nordseeküste, die in überschaubarem Zeitraum im Einfluss der Meeres- und Windkräfte starken natürlichen Veränderungen unterworfen ist, die der Mensch zwischenzeitlich bedeichte, besiedelte sowie intensiv landwirtschaftlich nutzte, und wo er zum Schutz der darauf geschaffenen Werte mit technischen Mitteln letztlich vergeblich bemüht war, die Insel zu stabilisieren. Ausgehend von den gebotenen Regeln für den Umgang mit dem Naturraum Wattenmeer wird die Geschichte Trischens aufgezeigt, um zum Nachdenken über angemessene Eingriffe anzuregen und um diese Besonderheit zu dokumentieren.

Summary

The island of Trischen is located in the wadden sea of the northern German North Sea coast. Strong natural variations in its evolution in an alluvial dune-salt-marsh environment are due to wind, current and wave forces. While the island was temporarily inhabited, protected by dikes and intensely used for farming people did not succeed to protect the established infrastructure and to stabilize the island permanently.

In the following, the author elaborates on the history of Trischen in order to trigger a brain storming and discussion about adequate protection measures for this unique island based on existing rules and prerequisites for the natural environment of the wadden sea.

Inhalt

1.	Zum gebotenen umsichtigen Handeln im geschützten Wattenmeer	101
2.	Lage und Ursprung Trischens	102
	Grünland- und Dünenentwicklung	
4.	Der "Marienkoog" und die Schutzmaßnahmen	111
	Geomorphologische Gesamtentwicklung	
6.	Entwicklung des Naturschutzes, der Pflanzen und Seevögel	131
	6.1 Naturschutz allgemein	131
	6.2 Pflanzen des Grünlandes	
	6.3 Pflanzen der Dünen	134
	6.4 Seevögel	136
	Schlussbemerkung	
8	Schriftenverzeichnis	139

Zum gebotenen umsichtigen Handeln im geschützten Wattenmeer

Das bis zu 30 km breite Wattenmeer mit Inseln, Halligen und Außensänden an der deutschen Nordseeküste erfüllt wichtige Funktionen als

- einzige, weitgehend natürlich belassene Großlandschaft (neben den Hochalpen),
- Lebensraum einzigartiger Tier- und Pflanzenarten,
- Brut-, Nahrungs-, Rast- und Durchzugsgebiet für zahlreiche Vögel,

- Aufwuchsgebiet vieler Seefischarten,
- natürliches, seegangsdämpfendes Element im flächenhaften Küstenschutz,
- natürliche Nutzungsquelle für Fischerei und Erholung.

Dieser ebenso dynamische wie empfindliche Landschaftsraum steht unter Schutz. Technische Eingriffe sind deshalb möglichst ganz zu vermeiden. Wo aber Menschen darin wohnen, die vor den Meereskräften geschützt werden sollen, müssen die Maßnahmen dafür sich weitgehend einpassen, so dass Folgeschäden minimal bleiben.

Das Nationalparkgesetz Schleswig-Holsteins z. B. gebietet heute, die "besondere Eigenart, Schönheit und Ursprünglichkeit, die artenreiche Pflanzen- und Tierwelt zu bewahren" sowie den "ungestörten Ablauf der Naturvorgänge zu sichern". Verboten sind Eingriffe, die das natürliche Wirkungsgefüge ... beeinträchtigen". Erlaubt bleiben u.a. "Maßnahmen des Küstenschutzes" zur Sicherheit der in diesem Raum lebenden Menschen (LANDESREGIERUNG S-H, 1985).

Zu Letzteren gehören gemäß "Generalplan Küstenschutz" (LANDESREGIERUNG SCHLES-WIG-HOLSTEIN, 1986), wobei die Bestimmungen des "Landschaftspflegegesetzes" (LANDESREGIERUNG SCHLESWIG-HOLSTEIN, 1982) zur Eingriffs- und Ausgleichsregelung zu beachten sind, der Bau von Landesschutzdeichen, von Wattsicherungsdämmen gegen Flächenerosionen und Prieleintiefungen auf den Wattsockeln, das Gewinnen und Pflegen eines 400 m breiten Vorlandstreifens (Salzwiesen), Sandaufspülungen um die Küstenlinie zu stabilisieren und Priele abzudrängen, Randdünenaufbau und -pflege sowie alle dafür notwendigen Messund Forschungsarbeiten.

Beide Seiten, Naturschutz und Küstenschutz, werden ihren zum Teil konträren Belangen i. A. unter dem gegebenen Gesetzesrahmen weitgehend gerecht. Konfliktpotential bergen jedoch z. B. solche Eingriffe, wo für einen Außensand, der dem natürlichen Abbauprozess unterliegt, künstlich eine Ersatzinsel aufgebaut wird, oder wo der momentane Zustand einer sich ständig natürlich umformenden und verlagernden Insel mit Schutzwerken künstlich festgelegt wird.

Zum erstgenannten Beispiel gehört der dem Seevogelschutz dienende Außensand Scharhörn, der in der Substanz und damit als Vogelstandort allmählich schwindet, für den in der Nähe als "Ersatz" die Insel Nigehörn künstlich aufgebaut wurde, um die Seevögel in der Region zu behalten.

Das zweite Beispiel gilt der ursprünglich und heute wieder unbewohnten, ausschließlichen Vogelschutzinsel Trischen, die zwischenzeitlich teilbedeicht, bebaut, und auf der ein landwirtschaftlicher Hof betrieben wurde, der schließlich mit zunehmendem Aufwand gegen das Meer geschützt werden sollte.

Das Projekt Nigehörn ist im Sinne des Schutzgedankens für das Wattenmeer zumindest fragwürdig. Die Entwicklung der Insel Trischen und die Aktivitäten auf ihr sind zum einen einzigartig, zum anderen auch Zeichen einer gesellschaftspolitisch ganz anderen Zeit. Um Grenzen sichtbar zu machen, die aus heutiger Sicht zu ziehen wären, wird die Geschichte Trischens nachfolgend im einzelnen dargestellt.

2. Lage und Ursprung Trischens

Die Insel Trischen liegt an der südlichen Nordseeküste Schleswig-Holsteins im Dithmarscher Wattenmeer rd. 13 km südwestlich von Büsum am seewärtigen Kopf des Wattrückens *Marner Plate*. Sie wird flankiert von den zwei Wattströmen *Flackstrom* im Norden und *Neufahrwasser* im Süden (Abb. 1).

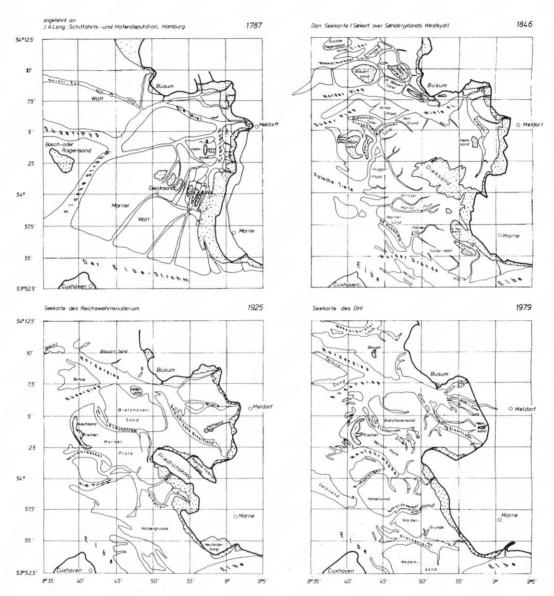


Abb. 1: Karte der historischen Entwicklung des Küstenraumes zwischen Piep und Elbe

Der erste bekannte Hinweis auf eine inselartige Form im Watt ist einer Prozessakte von 1610 zu entnehmen, die das "Strandrecht auf dem Riesen" behandelt (WOHLENBERG, 1950). Als Ries oder Busch wurden die mit krautartigen Salz- oder Strandpflanzen bewachsenen Flächen bezeichnet. Auf einer der ältesten Karten über die Elbemündung von 1721 taucht erstmals eine halligartige Insel mit dem Namen "Busch oder Rischen Sand" auf (Abb. 2). MÜLLER (1917) fand auf einer 1756 vom Dithmarscher Wattenmeer gefertigten Karte vermerkt: "Von Dieksand aus (heutiger Friedrichskoog, d. V.) gesichtet auf Riesgen-Sand Anzei-

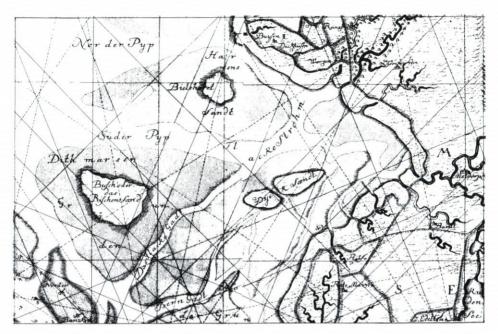


Abb. 2: Ausschnitt der "See-Karte" von S. G. Zimmermann und J. V. Hasenbank über die Elbemündungen von 1721

chen von Anwachs, noch keine Dünenbildung". Auf einer von C. Müller 1842 kopierten Karte über die Dithmarscher Watten von 1829 erscheinen auf der ausgedehnten Buschsand-Plate anstatt der inzwischen wohl übersandeten Grünfläche erstmals zwei kleine Sandinseln Poller und Riesensand (Abb. 3). Im Laufe der folgenden 10–15 Jahre war dazwischen eine weitere, größere Insel namens Boschsand entstanden (Abb. 4). Alle drei Sandinseln ragten bis zu 1,4 m über das mittlere Tidehochwasser (MThw) heraus. Auf der westlichsten, jetzt als Boschsand-Polln bezeichnet, stand etwa seit 1840 die erste Rettungsbake. Die beiden äußeren Sände verloren rasch an Substanz, bis etwa 1880 wurde der östliche aufgerieben, der westliche lagerte sich allmählich an den Hauptsand an, der bereits 1866 bis 2,0 m über MThw herausragte und jetzt Trieschen hieß (Abb. 5). Im Jahre 1885 hatte die von der mittleren Tidehochwasserlinie umgrenzte Inselfläche eine Größe von 11,4 km².

3. Grünland- und Dünenentwicklung

Erste Salzpflanzen siedelten sich offensichtlich sehr früh im Strömungsschatten der gewöhnlich hohen Buschsand-Plate an, noch bevor Dünen aufgeweht waren. Bereits auf der Seekarte von 1721 zeigt die sich vom Watt abhebende Fläche des "Busch oder das Rieschen Sand" in gleicher Signatur wie sonst die Halligen oder Seedeich-Vorländer (Abb. 2). Um diese Zeit berichteten Fischer von dort gesehenen "kleinen grünen Inselchen von kaum 1 qm Größe". Und nach einer Notiz von 1735 gaben sie an, "einen starken Anwachs zu sehen, der sich jährlich merklich vergrößert" (Todt, 1985). Bis 1779 war eine geschlossene große Grünlandfläche angewachsen. Infolge Sturmfluten wurde dieses Salzwiesenareal danach großflächig übersandet und schließlich zerstört. Etwa 1854 setzte erneuter Pflanzenwuchs ein, der

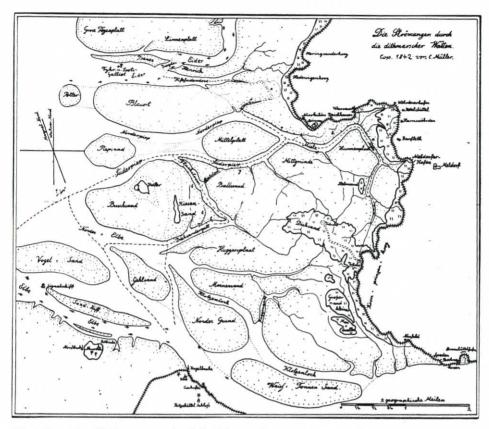


Abb. 3: Karte über die Strömungen durch die dithmarscher Watten von 1829, kopiert von C. Müller 1842

sich wiederum rasch ausbreitete. Fiskalische Arbeiter begannen 1868 die natürliche Landbildung durch Lahnungsbau und Begrüppelungen technisch zu unterstützen (WOHLENBERG, 1950). Nach einer ersten regierungsseitigen Vermessung waren im August 1872 "an höchsten Boden mit üppiger Grasnarbe 16,64 ha vorhanden, 47,57 ha sind mit ziemlich dichten Queller besetzt, auf etwa 95 ha wächst Queller in kleinen Mengen" (SCHLESWIG-HOLSTEINISCHES LANDESARCHIV). Danach entwickelte sich der Bewuchs rasch, bis 1884 auf 66 ha Grasland/92 ha Queller und bis 1894 auf 107/126 ha (Abb. 6).

Diese Entwicklung wurde begünstigt durch den Schutz der Anfang der 80er Jahre aufgewehten Dünen. Die dataillierte Vermessung vom Juli 1894 zeigt eine fast geschlossene, westwärts ausbuchtende, viergliedrige Dünenkette von 9 ha mit rd. 1200 m Länge, bis zu 100 m Breite und höchsten Höhen von 2,5 bis 4,9 m über MThw (MÜLLER, 1917), (Abb. 6). Sturmfluten brachen am Westrand zwar wiederholt Material ab und gruben sich tief in die Dünen ein, jedoch aufgrund des ergiebigen Sandflugs vermochte ab 1897 die Domänenverwaltung durch gezieltes Setzen von Reisig-Sandfangzäunen sowie Bepflanzungen der Randdünen mit Strandhafer die Lücken stets wieder zu schließen.

Die günstige Gesamtentwicklung bewog den Staat, das Grasland am 1. April 1896 zu verpachten auf ein Jahr an Theodor Frenssen, den Bruder des Dithmarscher Dichters Gustav Frenssen. Dieser ließ 200 Schafe weiden. Ein Jahr später wurde für 10 Jahre weiterverpach-

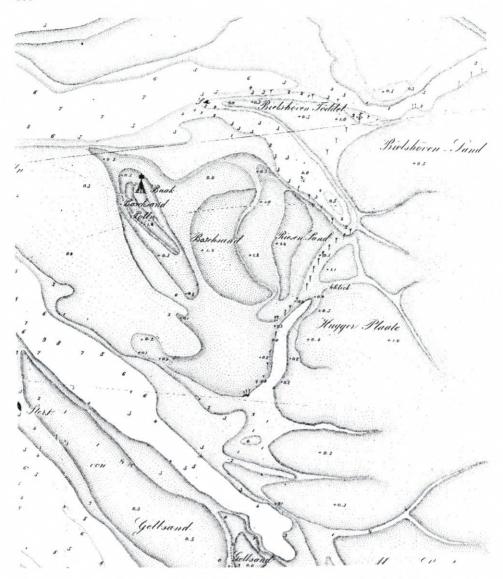


Abb. 4: Ausschnitt der "Charte der Elbmündungen" von E. Abendroth, 1846

tet mit der Auflage, das Grasland nur zu beweiden und auf höchstens 5 ha Heu zu gewinnen, sowie zusammen mit mehreren fiskalischen Arbeitern jährlich 8400 m Grüppen 40 cm tief mit 40 cm breiter Sohle auszuheben.

Für diese ersten, ein gutes halbes Jahr sich aufhaltenden Inselbewohner und das Vieh baute die Domänenverwaltung 1897 am inneren Fuß der nördlichen Düne einen sturmflutsicheren Ringdeich mit NN +7,0 m Kronenhöhe um eine 1,0 ha große, 1,5 m über NN liegende Fläche. Darin legte sie einen Teich an als Süßwassertränke und errichtete das Schäferhaus, ein zweigeschossiger Steinbau von 10,7 x 10,2 m Grundfläche, mit Wohn- und Wirtschaftsräumen, Geräteraum, Schafstall und Heuboden (Abb. 7).

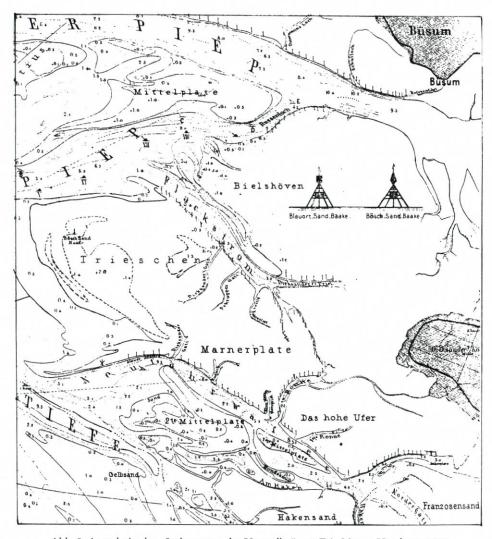
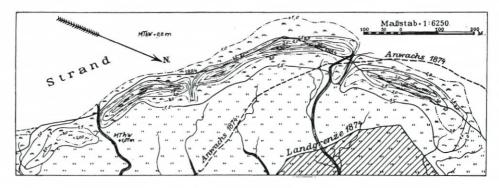


Abb. 5: Ausschnitt der "Seekarte von der Unterelbe" von F.A. Meyer, Hamburg, 1866

Die Grünlandentwicklung erhielt abrupt einen Rückschlag als Folge dreier Sturmfluten im Januar, September und Dezember 1899. Sie waren mit maximal nur etwa 1,5 m über MThw nicht extrem hoch, durchbrachen aber den Dünenriegel mehrfach und übersandeten fast die gesamten 107 ha Nutzgrasfläche bis auf einen Rest von 18 ha (TODT, 1985). Die Nutzung musste völlig ausgesetzt werden. Weil zunächst schwere Sturmfluten ausblieben, jedoch häufigere 0,5 bis 1,0 m erhöhte Hochwasserstände Schlickablagerungen hinterließen, und der Lahnungsbau und die Begrüppelungen intensiviert wurden, regenerierte das Grünland sehr schnell. Bis 1906 waren bereits wieder 56 ha Gründland angewachsen. Nach zugleich intensiviertem Dünenverbau war die Dünenkette jetzt wieder geschlossen, bis zu 5,06 m über MThw hoch und umklammerte bogenförmig das sich rasch weiter ausbreitende Grünland. Inzwischen war dies wieder verpachtet und wurde beweidet von 75 Schafen, 180 Gänsen und



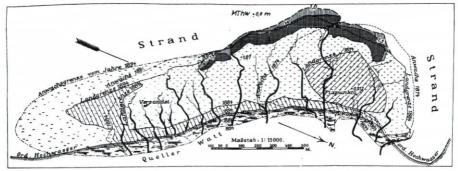


Abb. 6: "Situationsplan" der Grünflächen und Dünen Trischens, vermessen durch L. Müllenhoff 1894

einem Pferd. Ein Schäfer bewohnte nun auch im Winter das Schäferhaus. Er hatte sich auch um die Dünensicherungsarbeiten zu kümmern. Der 1908 unternommene Versuch, den Dünenriegel mittels Sandfangzäunen um 1 km nach Süden zum Schutz auch des sich dorthin stark ausbreitenden Grünlandes (Abb. 6) zu verlängern misslang, denn die bei den Winterfluten über die Sandplate ostwärts strömenden Wassermassen rissen den jeweils bis zu 1,0 m aufgewehten Sand mitsamt den Zäunen stets wieder fort. Die über MThw ragende Hochsandfläche der Insel war 1909 insgesamt rd. 5,5 km lang und 0,8 km breit, das Grünland in Lee 2,8 km lang und 0,75 km breit.

Der natürliche, gut unterhaltene Dünenriegel von rd. 3,0 km Länge war nun über Jahre stark genug, dass auch die sehr schweren Sturmfluten vom 13. 1. und 16. 2. 1916 mit einem HThw in Büsum von MThw +2,94 m und 2,98 m sowie die vom 24. 12. 1918 mit MThw +2,6 m (Tab. 1) zwar große Sandmassen fortrissen, aber ihn nicht mehr durchbrachen.

Im Jahre 1916 pachtete der Friedrichskooger Landwirt Alfred Dreeßen vom Staat die Grünlandflächen und ließ darauf 179 Schafe, 58 Lämmer, 4 Milchkühe, 1 Kalb, 1 Pferd und 1 Ziege weiden. Daneben half er bei der Dünenpflege (TODT, 1985).

Bis zu diesem Zeitpunkt fügen sich die korrigierenden und pflegenden Maßnahmen sowie die Nutzungen im wesentlichen in die natürliche Dynamik ein.

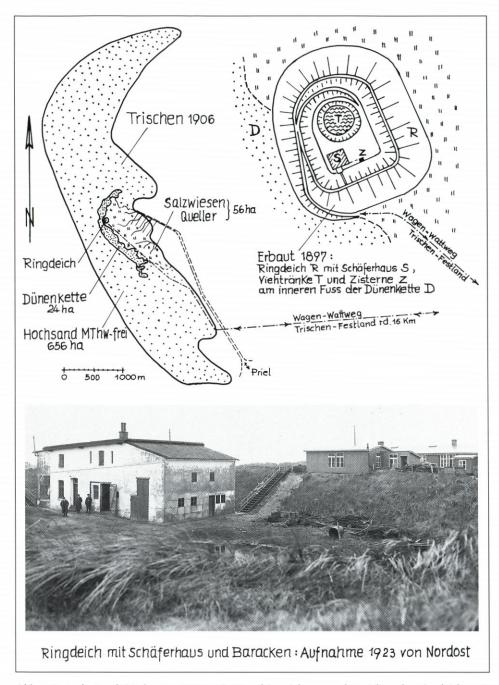


Abb. 7: Karte der Insel Trischen um 1906 sowie Grundrisszeichnung und Ansichten des Ringdeiches mit Schäferhaus und Baracken

Tab. 1: Scheitelhöhen in cm PN der Sturmfluten ab MThw +2,0 m (rd. 850 cm PN) am Landespegel Büsum von 1881 bis 1995

Jahr	Tag/ Monat	cm PN	Jahr	Tag/ Monat	cm PN	Jahr	Tag/ Monat	cm PN
1881	15.10.	904	1929	12.12.	868	1976	03.01.	1016
1894	12.02.	870	1930	13.01.	892		04.01.	855
	23.12.	884		23.11.	917		21.01.	972
1895	25.03.	894	1936	18.10.	933		22.01.	873
	06.12.	856		27.10.	906	1977	13.11.	850
	07.12.	850		27.10.	857		15.11.	882
1902	26.01.	854		01.12.	865		24.12.	856
1906	12.03.	864		01.12.	888		31.12.	854
1911	06.11.	864	1938	29.01.	860	1981	01.01.	850
	07.11.	890		24.11.	894		24.11.	975
1912	09.04.	884	1939	27.11.	855		24.11.	903
1914	18.09.	874	1941	18.10.	875	1982	16.12.	876
	12.11.	860		08.12.	865	1983	18.01.	874
1916	13.01.	944	1949	24.10.	900		01.02.	877
	16.02.	948	1954	16.01.	873		02.02.	907
	24.12.	878		22.12.	866	1984	04.01.	885
1917	25.10.	868	1955	13.01.	862		08.01.	853
	02.12.	894		29.12.	851		14.01.	863
	03.12.	864	1956	19.01.	850	1985	06.11.	864
1918	24.12.	910	1962	12.02.	862	1990	26.01.	943
1921	02.11.	875		16.02.	994		26.02.	883
	21.12.	863	1965	02.11.	906		27.02.	966
	31.12.	850		11.12.	860		27.02.	861
1922	03.01.	851	1966	01.12.	895		28.02.	939
1923	30.08.	868	1967	23.02.	904		21.09.	887
	18.12.	864		01.03.	890	1991	09.01.	883
1924	06.02.	854	1968	15.01.	855		20.12.	882
1926	10.10.	854	1970	03.10.	858	1993	13.01.	862
	10.10.	914	1973	13.11.	903		14.01.	896
	12.10.	904		16.11.	919		23.01.	931
1928	17.11.	878		19.11.	903		25.01.	856
	24.11.	862		06.12.	937		26.01.	864
Bei Trisch				14.12.	917		20.12.	868
auf NN +			1975	25.01.	871	1994	28.01.	956
	. Verweildau	er	- 11.5			-555	31.01.	877
am 18.10.						1995	10.01.	927

4. Der "Marienkoog" und die Schutzmaßnahmen

Als bis 1920 neben 25 ha dichtem Queller wieder reichlich 80 ha fruchtbaren Landes angewachsen waren, wuchs das Interesse an einer intensiveren landwirtschaftlichen Nutzung. Dass auch "gutes Getreideland gewonnen werden könnte" (Schleswig-Holsteinisches Landes Albert auch dagegen: Erfahrene Küstenbewohner fürchteten, "alle Befestigungsarbeiten seien umsonst, das Meer werde sich im Laufe der nächsten Jahrzehnte doch die Insel als Beute wieder holen" (Schünke, 1924). Wissenschaftler verwiesen auf den nicht erreichten Gleichgewichtszustand, der Umlagerungsprozess sei noch nicht abgeschlossen (Jessen, 1921), und an einmal fixierter Stelle könne die Düne aufgrund des Vorrückens der See keine große Lebensdauer haben (Wetzel, 1924).

Ungeachtet der Warnungen legte der Bauunternehmer und Konsul Jürgen Brandt aus Rendsburg 1920 den Plan zum Bau eines Sommerdeiches auf Trischen der preußischen Regierung zur Genehmigung und Finanzierung vor. Wegen des Risikos lehnte diese eine finanzielle Beteiligung zwar ab, genehmigte aber den Plan. Daraufhin pachtete Brandt das Land und baute mit eigenen Mitteln den Deich in einem 2730 m langen Halbkreis östlich der Dünen, 3,7 m über MThw hoch, mit Böschungsneigungen innen bis 1:3, außen 1:5, im Osten zum Priel hin mit einem Holzsiel versehen. Für die bis zu 80 Deichbauarbeiter wurde auf der Düne im Süden die 50 x 30 m große Unterkunftsbaracke *Sandhörn* errichtet sowie eine sog. Schmiede. Von 1922 bis 1925 entstand so der 80 ha große Trischenkoog, genannt *Marienkoog* (Abb. 8). In den Jahren 1924/25 baute Brandt außerdem die ersten massiven Gebäude des den Koog bewirtschaftenden *Luisenhofes* (Abb. 8 und 9):

Villenartiges Wohnhaus 10 x 15 m, zwei Stockwerke, obere Glasveranda, hohes Schindeldach.

Pferde- und Rinderstall mit Knechtewohnung und Tenne 11 x 45 m,

darauf 8,5 m hohes Windkraftrad,

Schweinestall 5,4 x 17,3 m.

Arbeits- und Geräteschuppen 5,3 x 19,3 m.

Gänse- und Hühnerstall 5 x 17 m.

Regenwasserbehälter 10 x 20 m mit 187,5 m3 Rauminhalt.

Zur gleichen Zeit baute der Berliner Regierungsdirektor Arnold als Feriendomizil auf den Dünen zwischen dem Schäferhaus das hölzerne *Landhaus Hedwig* mit 10 x 16 m Grundfläche, vier großen Zimmern, Veranda, Küche, Toilette, Speisekammer, Flur und Halbkeller. Im Jahre 1928 erwarb dies die Stadt Altona als Erholungsheim für Berufsschülerinnen (TODT, 1985), (Abb. 8).

Die landwirtschaftliche Nutzung begann gleich 1925 durch Anbau von Hafer, Roggen, Kartoffeln und Steckrüben, auf dem Grünland wurde geweidet und Heu gewonnen. Doch schon im Folgejahr machten zwei sehr schwere Sturmfluten am 10. und 12. Oktober 1926 mit 2,46 m und 2,54 m über MThw in Büsum (Tab. 1) folgenschwer aufmerksam auf das Ausmaß hier auftretender Meereskräfte sowie die morphologische Instabilität der Insel. Der die Westflanke des Kooges schützende Dünenriegel wurde auf 600 m Länge bis zu 25 m tief fortgerissen, der Strand z. T. abgetragen, steiler und schmaler, und der Deich von den bis zur Krone brandenden Wellen stark beschädigt. Zu Durchbrüchen kam es allerdings nicht. Aber man begriff, dass ein Sommerdeich und unbefestigte Dünen auf Dauer nicht genügend Schutz bieten werden.

Der Unternehmer Brandt war nun finanziell nicht mehr in der Lage, die Schäden zu beseitigen und gab auf. Nun sah sich der preußische Staat trotz einiger Bedenken veranlasst, die

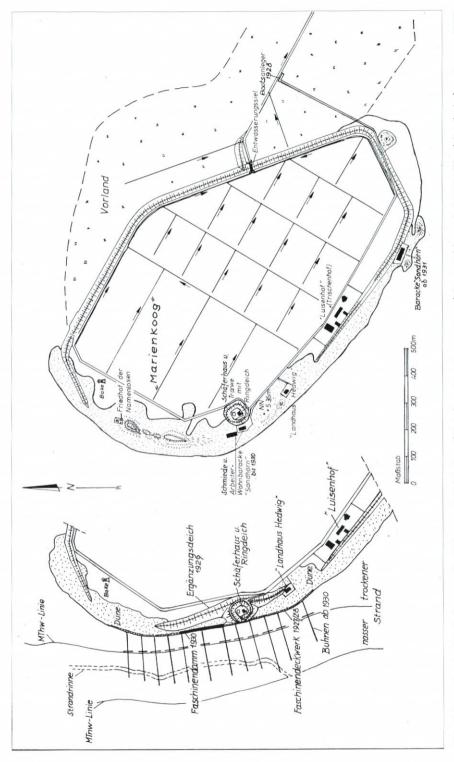


Abb. 8: Lageplan des Marienkooges, der Dünen und Gebäude auf Trischen; Domänenrent- und Bauamt Marne 4. 9. 1925 (Kopie), mit Anlegesteg von 1928, Ergänzungsdeichstück von 1929 und Buhnen ab 1930

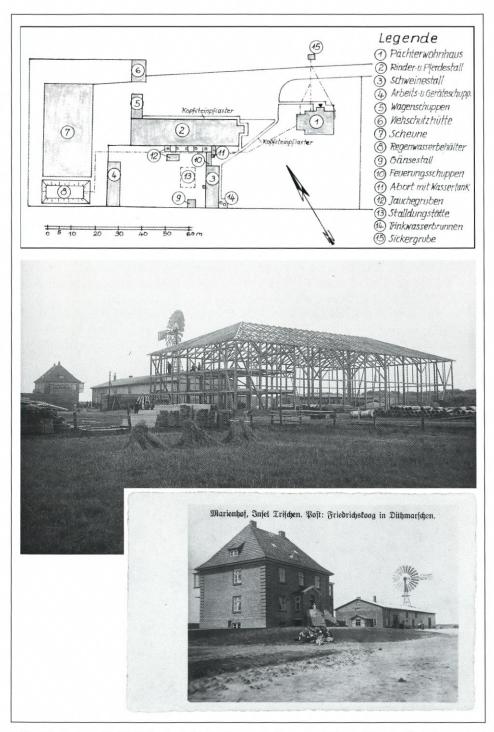


Abb. 9: Lageplan der Gebäude des Luisenhofes sowie Fotos des 1924 errichteten Wohnhauses und Stalles, und der 1928 im Bau befindlichen Scheune

einmal geschaffenen Werte zu erhalten. Am 1. 11. 1926 nahm er den Marienkoog mit den Gebäuden des Luisenhofes für eine Ablösesumme von 160 000 Reichsmark in seinen Besitz und in die Unterhaltungspflicht, wie sie bereits seit August 1924 für die Außenentwässerungsanlagen einschl. Deichsiel und Bootszufahrt bestand. Der unzulängliche Deich wurde zu einem wintersicheren Seedeich verstärkt mit einer Kronenhöhe bis 4,29 m über MThw, Außenböschungen bis 1:7 und Innenböschungen bis 1:6. Die Dünen wurden 1927/28 im gefährdeten Mittelabschnitt auf 400 m Länge mit einem 1:4 geneigten und bis auf 4,0 m über MThw reichenden Faschinendeckwerk gesichert, am Kopf gegen überschlagende Wellen begrenzt durch ein 0,8 m hohes Dammwerk aus Holzpfählen, Faschinen und Betonsteinabdeckung (Abb. 10). Die übrigen Dünenkliffs wurden abgeschrägt, Kroneneinsenkungen mit Sand aufgefüllt, sämtliche Kahlflächen mit Strandhafer bepflanzt und der Fuß durch Sandfangzäune ergänzt. Der Nebenpriel vom Neufahrwasser zum kleinen offenen Bootshafen am Deichsiel hin wurde auf 2700 m begradigt und vertieft für einen 1,5 m Tiefgang bei MThw, und dessen Böschungen durch faschinenhinterpackte Pfahlreihen gesichert. Außerdem baute der Staat 1928 für 6514 Reichsmark von der südlichen Deichecke aus einen 360 m langen und 5,5 m breiten hölzernen Anlegesteg (SCHÜNKE, 1924).

Den Koog mit den Gebäuden und die Dünen pachtete 1927 die Stadt Altona zur weiteren Nutzung. Dazu verpflichtete sie das Verwalterehepaar Bielfeldt und erweiterte den *Luisenhof* 1928 um eine 20 x 38 m große Scheune zum Lagern der Ernteerträge (Abb. 8, 9).

Unterdessen wurde die den Marienkoog im Westen umklammernde Dünenkette ständig weiter abgetragen. Aufgrund nachlassender Flugsandzufuhr blieb auch der Vordünenaufwuchs schwach, so dass 1926 nur noch durchschnittlich 100 m Gesamtbreite verblieben gegenüber 1000 m noch 1890. Die Schutzwirkung war dadurch erheblich verringert. Bei den zwei schweren Sturmfluten am 17. und 24. 11. 1928, denen zwei mittlere am 26. 11. und 27. 12. folgten, mit dem HThw von MThw +2,28 m, 2,12 m, 1,95 m und 1,68 m in Büsum (Tab. 1), wurde dann auch die ungeschützte Düne vor dem Ringdeich größtenteils fortgerissen. Um einem Durchbruch an den nördlich und südlich davon verbliebenen zu schwachen Dünen zum Marienkoog vorzubeugen, wurde 1929/30 östlich vor dem Ringdeich zwischen den höheren Dünen ein 450 m langes Deichstück eingebaut, der Sand dazu auf 1,0 ha im Nordosten des Kooges und Abdeckungsmaterial aus dem Vorland entnommen. Schon am 12. 12. 1929 kam die nächste Sturmflut mit MThw +2,18 m in Büsum. Sie beschädigte das noch im selben Jahr verlängerte Deckwerk. Zwei weitere, am 13. 1. und 23. 11. 1930 folgende schwere Sturmfluten mit Scheitelwerten von MThw +2,42 m und 2,67 m in Büsum (Tab. 1) überstand zwar das noch nicht abgedeckte neue Deichstück, aber es brachen erneut rd. 7,0 m von der Dünenkette ab, spülten die Dünenreste vor dem Ringdeich fort und beschädigten ihn. Das leichte Deckwerk zerschlug völlig. Im Seedeich selbst entstanden mehrere Löcher, und er durchbrach auf 25 m beiderseits des Holzkastensieles, das selbst zerstört wurde, so dass mehrmals Salzwasser und Sand in den Koog drangen.

Jetzt mussten wesentlich größere Aufwendungen die *Domäne Trischen* sichern helfen: So wurde in den Folgejahren der Seedeich instandgesetzt, anstelle des Holzkastensieles ein Stahlrohrsiel von 0,7 m Durchmesser eingebracht, der fast völlig abgetragene Dünenabschnitt unmittelbar nördlich des Ringdeiches aufgehöht und durch einen 155 m langen, bis MThw +3,5 m hohen Faschinendamm mit Granitquaderstein-Abdeckung als Parallelwerk vor dem Deichstück geschlossen (Abb. 11). Die Westflanke wurde auf rd. 1000 m Länge durch ein 1:3 geneigtes, massives Deckwerk gesichert, bestehend aus je einer zwischen Pfahlreihen verdrahteten Lage Heidekraut und Fichtenfaschinen darüber, mit einer Abdeckung aus Granitschüttsteinen und z. T. Basaltsäulen. Der Fuß davor wurde gegen küstenparallele Strömungen und zur Auflandung der im Strand entstandenen Rinne durch insgesamt 12



Abb. 10: Ansicht des Dünensicherungswerkes 1927/28



Abb. 11: Verbau einer Dünenlücke durch einen Faschinendamm mit Steinbeschwerung 1930. Im Vordergrund Mitte der Ringdeich, rechts Stahlspundwandbuhnen im Bau

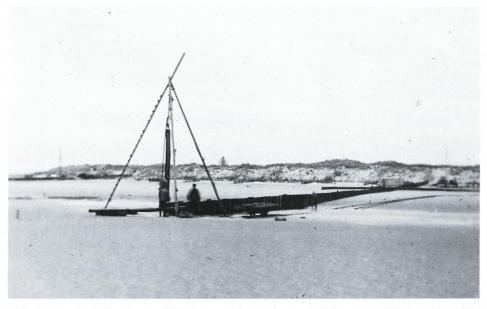


Abb. 12: Foto des Buhnenbaus auf Trischen 1930. Im Vordergrund die küstenparallele Strandrinne hinter einer Brandungsbank, im Hintergrund Randdünenabbruchkante

Stahlspundwandbuhnen von rd. 100 m Länge mit je rd. 26 m langen Querwerken in Höhe MThw +1,0 m, sowie beiderseitigen Steinschüttungen auf Reisigmatten als Kolkschutz gegen Längsströmungen gesichert (Abb. 12). Die Baracke *Sandhörn* am Ringdeich war nach den Sturmfluten bis zu 3,5 m freigespült, wurde abgebaut und als Unterkunft für die fiskalischen Arbeiter rd. 1000 m südostwärts oberhalb der Südwestecke des Seedeiches auf der Düne wieder aufgestellt.

Nach Abschluss dieser Sicherungsmaßnahmen kam erneuter Optimismus auf. Der Inselkoog schien jetzt auf lange Zeit gesichert.

Aufgrund finanzieller Schwierigkeiten auch wegen der nach den Überflutungen 1930 zunächst nur sehr dürftigen Ernten, gab Altona die Pacht Anfang 1934 an den Staat zurück. Dieser verpachtete die *Domäne Trischen* mit 74 ha Koogsländereien, dem Seedeich und Vorland am 1.4.1934 an den Junglandwirt Hermann Dreeßen aus dem benachbarten Friedrichskoog. Er übernahm auch für 17700 Reichsmark sämtliches tote und lebende Inventar von der Stadt Altona. Der Einheitswert der "Domäne" wurde vom Finanzamt zum 1.1.1935 auf 35 300 Reichsmark festgesetzt, die Gesamtgröße des landwirtschaftlichen Betriebes auf 108,14 ha, davon 68 ha hochnutzbares Land mit 510,0 RM/ha, 37,38 ha geringnutzbare Deich- und Vorlandflächen mit 20 RM/ha und 2,76 ha Hoffläche, Wege, Gräben mit 0,0 RM/ha. Eine Viehzählung im Mai 1933 ergab folgenden Bestand (TODT, 1985):

4 Ackerpferde	6 Milchkühe	32 Jungrinder
1 Zuchtbulle	6 Kälber	60 Mutterschafe
2 Schafböcke	80 Lämmer	144 Stück Geflügel
4 Schweine		

Mit der Übernahme der "Domäne" durch das Ehepaar Dreeßen begannen Jahre regen bäuerlichen Lebens und reicher Ernten. Der Hof blühte auf (Abb. 13). Bewohner und Ver-

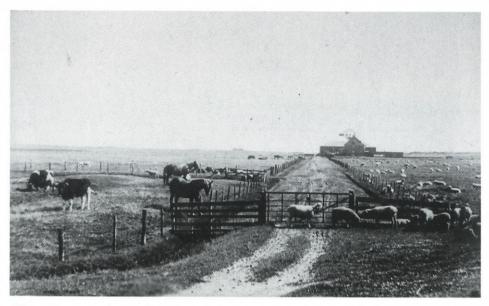


Abb. 13: Der Marienkoog auf Trischen mit dem "Luisenhof" im Hintergrund (Aufnahme WOLTER, 1936)

antwortliche blickten zuversichtlich in die Zukunft. Der im Auftrag der Regierung von Dreeßen am 12. 8. 1935 aufgestellte Bewirtschaftungsplan sah wie folgt aus:

Weiden	23,1729 ha	Wiesen	4,4562 ha
Klee	3,2700 ha	Sommergerste	2,4067 ha
Wintergerste	3,6593 ha	Roggen	2,6418 ha
Hafer	11,2203 ha	Weizen	11,7815 ha
Mengkorn	3,1319 ha	Graue Erbsen	1,5400 ha
Grüne Erbsen	0,5800 ha	Steckrüben	1,1400 ha
Runkelrüben	1,2285 ha	Kohl	0,7800 ha
Kartoffeln	0,7974 ha	Gemüsegarten	0,1950 ha
Hofraum	0,9090 ha	Wege	1,5877 ha
Gräben	1,1704 ha	Unland	4,2339 ha
			79,8944 ha

Neben der Landbewirtschaftung galt die jährliche Arbeit der Dünenpflege. Am 14.10.1936 berichtete das inzwischen zuständige Marschenbauamt Heide an die Regierung, die Deiche seien in guter Verfassung, die Dünenkahlstellen bepflanzt, die Entwicklung des angepflanzten Spartina sei hervorragend, durch die jährlichen Sandfangarbeiten und den befriedigenden Vordünenaufbau konnte die bis zu NN +8,0 m hohe Hauptdünenkette gehalten werden. Allerdings sei die Sandzufuhr vom Meer her deutlich schwächer geworden und die MThw-Linie näher an den Dünenfuß herangerückt (MARSCHENBAUAMT HEIDE).

Dass weiterhin Grund zur Sorge blieb, erhärteten die unmittelbar darauf am 18. und 27. Oktober sowie am 1. Dezember 1936 folgenden schweren Sturmfluten mit in Büsum 2,83 m, 2,56 m und 2,38 m über MThw eingetretenen Hochwasserscheiteln (Tab. 1). Sie zerstörten das gesamte schwere Deckwerk und trugen die Dünenkette auf ganzer Länge bis nahe an die



Abb. 14: Sturmflutschäden 1936: Zerstörtes Deckwerk und Dünenabbrüche bis an die Arbeiterbaracke und Schmiede und den Ringdeich, ganz rechts Schäferhaus

Baracken und das "Landhaus Hedwig" ab (Abb. 8 und 14). Der Seedeich hatte standgehalten; er war nur gering beschädigt.

Das Marschenbauamt Heide legte nun am 23.12.1936 bei der Bezirksregierung einen Kostenvoranschlag vor über 1177000 Reichsmark für das Wiederherstellen des Dünenkörpers, dahinter nach innen Bau eines Deiches, Bau von 1000 m schwerem Deckwerk bis auf NN +5,8 m und von Buhnen, Herstellen einer Verkehrs- und Fernsprechverbindung für 300 Arbeiter und Trinkwasserversorgung durch Schuten auf dem Wasserweg. Der Regierungspräsident machte die Mittelfreigabe dafür abhängig vom Ergebnis einer Grundsatzdiskussion über die mittelfristig zu erwartende weitere morphologische Entwicklung und die technischen Erfolgsaussichten für eine dauerhafte technische Stabilisierung der Insel. Mit Erlass vom 29.1.1937 lud er dazu erfahrene Küsteningenieure und die Außenstelle Büsum der Westküstenforschung zum 6.2.1937 nach Hamburg ins Hotel "Platzenhofer". Dabei wurde zusammenfassend festgestellt (ELY, MARSCHENBAUAMT HEIDE):

Die Insel Trischen unterliegt einer ständigen West-Ost-Wanderung, die durch bauliche Maßnahmen, auch in schwerster Bauweise, mit vertretbaren Kosten nicht aufzuhalten ist. Die Salzwiesen breiten sich zwar im Osten weiter aus, aber im Westen war aufgrund des vertieften Wattsockels und abnehmender Vorlandbreite die Sandzufuhr so gering, daß die Düne mittelfristig verhungern müsse.

Die Interessen der Landgewinnung rechtfertigen den so hohen Einsatz finanzieller Mittel bei fragwürdigem Erfolg nicht.

Das Vorhandensein des Hochsandes ist für den Küstenschutz des Festlandes grundsätzlich bedeutend, nicht aber dessen Lage und Form im einzelnen und nicht der Bestand des Trischenkooges.

Weitere Mittel für die Verteidigung der Insel gegen die See dürfen nicht aufgebracht werden.

Der Marienkoog auf Trischen ist aufzugeben.

Lahnungsbau, Begrüppelung und Dünenpflegearbeiten werden vom Marschenbauamt Heide fortgeführt.

Im Anschluss hieran wurde der Landwirt Dreeßen aufgefordert, Familie, Vieh und Gerät in Sicherheit zu bringen und die Insel zu verlassen. Sein schriftlicher Protest dagegen in Berlin wurde abgelehnt. Er weigerte sich dennoch und blieb auf der Insel. Für das Vieh baute er vorsorglich einen Notschuppen auf dem Dünenplateau oberhalb des Hofes und grub dort auch einen Brunnen. Im Rahmen von Arbeitsbeschaffungsmaßnahmen half das Marschenbauamt Heide mit 25 Arbeitern vom Arbeitsamt in den Folgejahren, die größten Schäden mit Bordmitteln auszubessern. Die Arbeiter nebst einem Koch wurden in einem fiskalischen Wohnschiff untergebracht. Sie arbeiteten 54 Wochenstunden, 9 Stunden pro Tag, für einen Akkordlohn von 0,7 RM/Stunde. Die unmittelbar gefährdeten Gebäude auf den Dünen wurden abgebaut, die Stahlbuhnen zum Einschmelzen für Kriegsmaterial gezogen. Leichte Dünenschäden reparierte der Landwirt immer wieder mit eigenen Kräften. Der "Luisenhof" wurde weiterhin erfolgreich geführt. Der erste Sohn Dreeßens, Hans, wurde 1938 auf Trischen geboren. Kriegsbedingt wurde 1940 auf der Insel eine Funkstation mit einer Unterkunftsbaracke errichtet. Die sieben dort stationierten Marinefunker halfen auch bei der Ernte mit.

Eine zwischenzeitliche Sturmflut am 24.11.1938, in Büsum MThw +2,44 m hoch, hatte wegen der nur kurzen Andauer geringe Folgen. Aber erstmals warf die Brandung Treibgut in den nicht mehr dünengeschützten Ringdeich.

Doch dann folgten mehrere verhängnisvolle Sturmfluten. Zunächst die am 18. 10., 7. 11. und 8. 12. 1941, davon die erste und letzte in Büsum 2,25 m und 2,15 m über MThw erreichend (Tab. 1). Sie durchbrachen zum ersten Mal den Ringdeich, machten die Tränke durch das Salzwasser unbrauchbar und beschädigten das Schäferhaus; es musste abgebrochen werden (Abb. 15). Mit Hilfe der Marinefunker und einiger Kriegsgefangener konnte der Landwirt Dreeßen den Ringdeich wieder schließen. Der Seedeich hatte gehalten.

Noch einmal konnten im *Marienkoog* 1941 und auch noch 1942 Aussaat und eine reiche Ernte voll eingebracht werden.

Aber dann durchbrach eine nur mittlere Sturmflut am 16.10.1942 von 1,52 m über MThw in Büsum auf 100 m Breite den Notdeich südlich des inzwischen weiter zerstörten Ringdeiches und drang erstmals von Westen weit in den *Marienkoog* ein. Er wurde zur Häfte überflutet, etwa 1,5 ha Ackerland übersandeten (Abb. 16). Nach zwei Tagen war das Wasser durch das Deichsiel wieder abgeflossen.

Da der Koog nun nach Westen hin offen war, wurde der Landwirt erneut aufgefordert, die Insel zu verlassen. Der Fiskus schaffte seine sämtlichen Geräte von der Insel. Doch der Landwirt blieb auch jetzt. Mit allen hofeigenen Kräften (Wagen, Pferde, Knechte) gelang es ihm, durch Einbringen von Sand, Stroh und Grassoden die Durchbruchstelle bis zum Winter zu schließen. Mehrere Wintermonate hielt der Schutz. Aber das folgende sturmreiche Jahr 1943 mit insgesamt vier mittelhohen Sturmfluten am 13. Februar, 6. und 26. April und am 13. November mit maximal MThw +1,78 m besiegelte das Schicksal des *Marienkooges* endgültig. Schon am 13. Februar durchbrach der Notverbau. Noch einmal konnte Dreeßen reparieren. Im April und November durchbrach dann der überall nur noch sehr schwache Dünenriegel an mehreren Stellen. Im Bereich des Hofes wurde er bis nahe an das Wohnhaus ab-



Abb. 15: Bei den Herbststurmfluten 1941 gebrochener Ringdeich und beschädigtes Schäferhaus. Im Hintergrund rechts Reste des Deckwerks und der Buhnen



Abb. 16: Sturmfluteinbruchsenke südlich des Ringdeiches. Im Vordergrund südlicher Ringdeichrest, im Hintergrund der Luisenhof, rechts außen Deckwerksreste bereits in der Tidezone (Aufnahme November 1942)

getragen (Abb. 17). Der gesamte Koog überflutete, in den Hofgebäuden stand das Wasser hüfthoch. Mit der Strömung trieb Dünensand hinein und bedeckte den größten Teil des Nutzlandes. Die Wellen beschädigten nun die Deichböschungen auch von innen (Abb. 18). Fast jede Flut drang von da ab in den Koog, 1943 insgesamt 136 Mal, 1944 mit 160 Tiden, 1945 mit 130 und 1946 mit 135 (WOHLENBERG, 1950). Das ausströmende Wasser riss eine immer tiefere Rinne mitten in das Land.

Am 15. November 1943 gab auch der Landwirt Dreeßen auf und verließ mit seiner Familie die Insel. Er schloss noch einen Pachtvertrag mit der Regierung für die Grünlandnutzung vom Festland aus, gültig vom 19.6.43 bis 31.12.50 und ließ jährlich bis zu 80 Schafe weiden. Das war aber nur bis 1947 möglich.

In den Folgejahren sorgten bereits die häufigen leichten Sturmfluten dafür, daß der Seedeich allmählich völlig abgetragen wurde. Der Koog übersandete zunehmend durch das von der Strömung abgetragene Material und die jetzt im ungehinderten Windangriff einwandernden, aber auch wieder an Substanz gewinnenden verbliebenen Dünen. Bereits 1946 ist vom einstigen Koog nur noch die Westhälfte übrig (Abb. 19). Die Küstenlinie hatte inzwischen die einst an der Nordostecke des Kooges errichtete Rettungsbake erreicht. Sie brach bei der schweren Sturmflut am 24. Oktober 1949 zusammen (Tab. 1). Mauer- und Fundamentreste des Schäferhauses (Abb. 20), des *Luisenhofes* und Spuren ehemaligen Ackerlandes waren jetzt am Niedrigwassersaum zu finden (Abb. 21).

Technische Maßnahmen haben es nicht vermocht, die Insel in ihrer Bewegung aufzuhalten. Von 1924 bis 1990 ist sie einmal über sich selber hinweggewandert (Abb. 22).



Abb. 17: Blick vom Weststrand auf die bis an das Wohnhaus des "Luisenhofes" abgetragene Dünenkette nach der Sturmflut vom 13. 2. 1943 (Aufnahme WOHLENBERG, 20. 2. 1943)



Abb. 18: Blick auf den östlichen Teil des 1943 überfluteten Marienkooges und die von innen her begonnene Zerstörung des Seedeiches (Aufnahme WOHLENBERG, 19. 2. 1943)

5. Geomorphologische Gesamtentwicklung

Der Untergrund Trischens ist nach den Bohrergebnissen der Forschungsstelle Westküste das Produkt mariner Sedimentationsprozesse, wie sie sich bis zum Dithmarscher Geestrand hin abspielten (DITTMER, 1938). Die alluviale Auflage über dem diluvialen Meeresgrund ist unter Trischen 36 m mächtig (Abb. 23). Er steigt ostwärts bis zum rd. 28 km entfernten Fuß der Geest allmählich auf rd. NN +22 m an (Abb. 24). Die über MThw herausragende Insel selbst ist durch die linienförmige Brandung am Wattrand mit Wellenrefraktion und Brandungsströmungen als Brandungsbank aufgeworfen, durch die bis zu 100 cm/s erreichenden, unabhängig von der Tidephase ostwärts gerichteten Triftströmungen auf dem Wattrücken weitertransportiert und durch rascher nachfolgende Bänke überschüttet, vergrößert, aufgehöht und, mit abnehmender Wandergeschwindigkeit, ostwärts verlagert worden (Göhren, 1975; Siefert et al., 1980; Wieland, 1972).

Intensiver Sandflug auf dem ausgedehnten Hochsand führte zum Aufwehen von Primärdünen, die von leichteren Sturmfluten nicht gleich wieder eingeebnet, allmählich höher und von Sandgräsern besiedelt wurden. Im Lee-Dreieck dahinter konnten Feinststoffe ablagern und Salzpflanzen Fuß fassen, in einem östlichen Streifen ständig von der Dünenkette überwandert, aber nach Osten hin stetig weiter anwachsend. Der sich vor dem Hochsand in eine nordwärts und südwärts gerichtete Längsströmung teilende Flutstrom mit Geschwindigkeiten von bis zu 0,5 m/s transportierte Material vom Strand und Dünenfuß zu den Enden hin, wo es zu Sandhaken ablagerte. Durch den in der Süderpiep und später vor

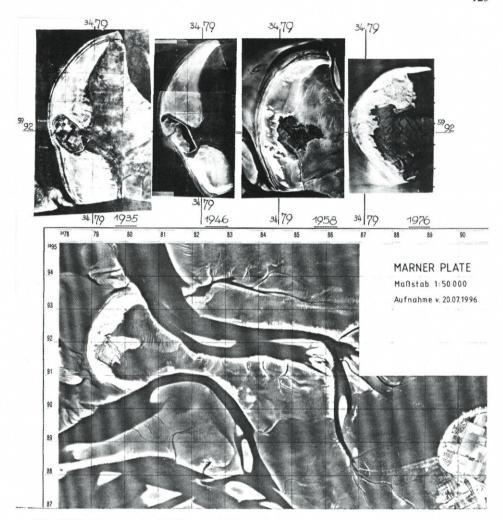


Abb. 19: Niedrigwasser-Luftbildkarten Trischens der Zustände 1935, 1946, 1958, 1976 und 1996

allem im *Flackstrom* dominierenden Flutstrom mit maximal 1,76 m/s (Ebbestrom bis 1,19 m/s), wurde der Nordhaken rascher nach Osten gedrängt als der an das ausgeglichenere *Neufahrwasser* mit $V_{fmax} = 1,12$ m/s und $V_{emax} = 1,14$ m/s grenzende Südhaken, beide aber allmählich ostwärts umbiegend (SIEFERT et al., 1980). Dabei wurde die westwärts ausbuchtende Nierenform der Insel zunehmend stärker ausgeprägt (Abb. 19, 22, 25).

Solange die Erosions- und Deflationsquellen Brandungsbank und Hochsandplate permanent für eine genügende Materialzufuhr sorgen, bleibt die Insel grundsätzlich erhalten, wenn auch in sich ständig verändernder Form und Lage. Andernfalls wird sie im Weiterwandern auf dem Wattrücken allmählich aufgerieben werden. Geriete sie in einen Bereich, wo morphodynamisches Gleichgewicht vorherrscht, z.B. in das Wattgebiet innerhalb der Linie eines sich einstellenden äußeren Küstenbogens, dann würde sie dort verharren (GRIPP, 1944; TAUBERT, 1986). Gräbt sich jedoch bereits vorher ein tiefer Priel quer zu ihrer Wanderungsrichtung in den Wattrücken ein, dann würde sie abrupt völlig abgetragen werden, so-



Abb. 20: Situation an der Westküste Trischens im Sommer 1943: Mauer- und Fundamentreste des Schäferhauses am Niedrigwassersaum, Dünenabbruchkante im Hintergrund fast an der Rettungsbake. (Aufnahme Wohlenberg, 23. 7. 1943).



Abb. 21: Reste der Gebäude und Geräte des "Luisenhofes" sowie Spuren ehemaligen Ackerlandes am Tideniedrigwassersaum im Westen (Aufnahme: HUNDT, im Juni 1949)

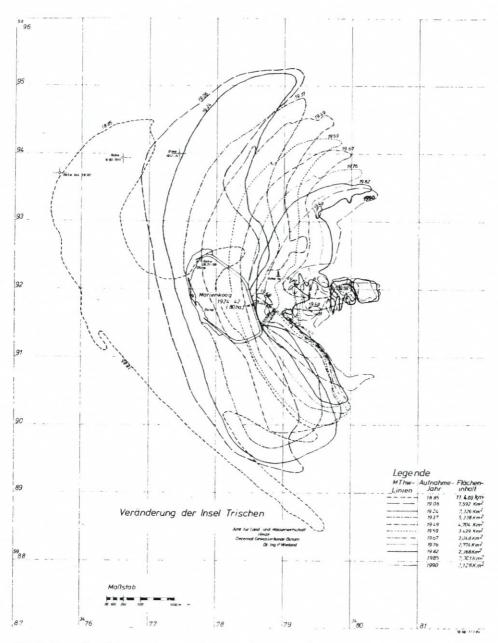


Abb. 22: Karte der MThw-umgrenzten Flächen- und Lageveränderung der Insel Trischen von 1885 bis 1990

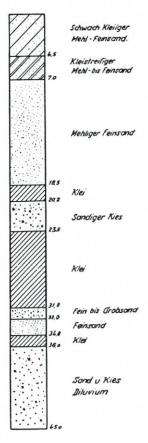


Abb. 23: Bohrprofil der Insel Trischen (aus DITTMER)

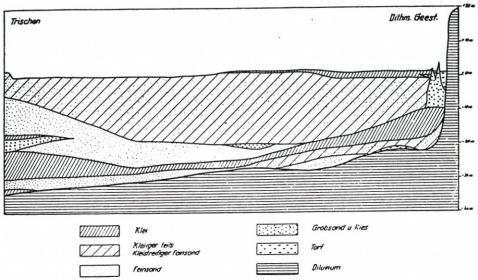


Abb. 24: Geologischer Schnitt durch Dithmarschen von der Geest bis einschl. zur Insel Trischen (aus DITTMER)

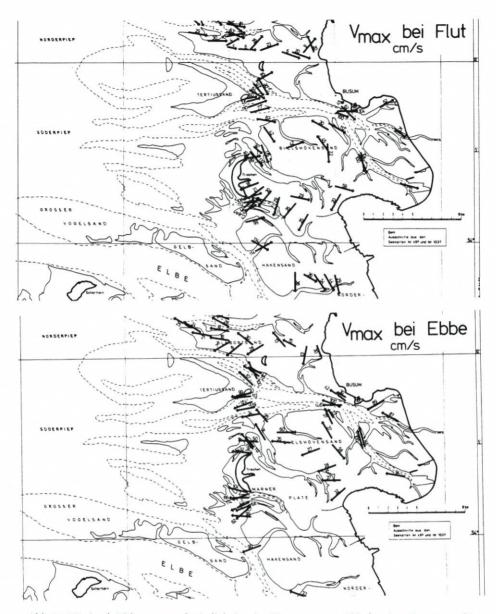


Abb. 25: Maximale Tidestromgeschwindigkeiten im Wattenmeer um Trischen (aus Siefert et al.)

bald sie diese Stelle erreicht hat. Dieses Schicksal ist für Trischen wahrscheinlich. Denn die sie im Norden und Süden flankierenden Wattströme Flackstrom und Neufahrwasser haben sich in den letzten Jahrzehnten einander immer mehr genähert und die Insel in der Längsachse eingeengt. Unmittelbar östlich von ihr schwenken sie stark zueinander hin, so dass zwischen beiden rd. 2,5 km östlich des Inselkerns heute nur noch etwa 500 m verblieben sind (Abb. 19). Die zwischen Insel und Festland noch geschlossene Marner Plate würde aufgerissen, ähnlich wie vor etwa 300 Jahren, als die etwa Nord-Süd verlaufenden Priele Das

Flacke Gatt, Dieksandergatt und Rönne das Watt in Buschsand-Plate, Hugger Plaat und Grosser Marner Plaat geteilt hatten (Abb. 1 bis 5).

Die Formänderung und Wanderungsbewegung Trischens zeigen deutlich die übereinander gezeichneten, zeitverschiedenen Zustände der MThw-umgrenzten Basisfläche sowie die Luftbildreihe (Abb. 19, 22). In den vergangenen 111 Jahren von 1885 bis 1996 schrumpfte diese Fläche um rd. 942 ha von 1140 ha auf 198 ha. Das sind im Mittel rd. 8,5 ha/a. Der durch die NN -0,5 m-Höhenlinie umgrenzte Inselsockel wird noch rascher abgetragen, nämlich im erfassten Zeitraum von 1937 bis 1990 um 1071 ha, das sind rd. 20 ha im Jahresdurchschnitt (Tab. 2, Abb. 26). Ebenso nimmt die Gesamtsubstanz der Insel im langjährigen Durchschnitt ab, wobei sich die einschneidenden Veränderungen durch Sturmfluten besonders in der Spitze der Dünenkette wiederspiegeln (Abb. 27). Äolischer Sandtransport füllte den Dünenkörper bis zum Ende der 70er Jahre nur zum Teil wieder auf. Von 1937 bis 1990 gingen knapp 2 Mio. m3 Material verloren. Im Querschnitt durch die Insel spiegeln sich die von Sturmfluten mitgeprägten Vorgänge im steilen Luvhang, flachen Leehang sowie in den höchsten Dünenerhebungen wieder: Die Spitze schwankte z. B. zwischen NN +6,3 m (1894), +8,41 m (1949) und 3,12 m (1962). Darüber hinaus wird die starke Ostverlagerung deutlich: Die Inselmitte wanderte bezogen auf den MThw-Saum von 1885 bis 1990 insgesamt 2730 m nach Osten, der Südhaken 3015 m, der Nordhaken am stärksten mit 4155 m, das sind max. rd. 40 m/a (Tab. 3, Abb. 19, 22, 26). Die auf Trischen jeweils gesetzte und mehrfach umgesetzte, dabei auch in der Form geänderte Schiffahrts- und Rettungsbake ist ein zusätzliches Dokument ihrer Wanderungsbewegung:

Den ersten Hinweis auf ein festes Orientierungszeichen für die Schiffahrt gibt die Charte von dem kgl. Schleswig-Holsteinischen Chanal nebst einer See-Charte von Stenersen aus dem

Tab. 2: Flächengrößenveränderungen verschiedener Bezugshorizonte der Insel Trischen; höchste Dünenhöhen (Top) und Volumina oberhalb NN +1,5 m

Jahr	TOP	Gı	öße ha in	den Bezu	gshorizoni	en NN +/-	- m	
der Auf- nahme	NN +m	+4,0 ha	+3,0	+2,0		+0,5		Volume Mio. m
1885	2,80	-	_	_	1140,0	_	-	-
1894	6,30	-	_	_	-	_	_	_
1895	4,27	-	-	_	-	-	-	-
1906	6,35	1-	-	-	759,2	-	-	-
1924	8,30	-	_	_	732,6	_	_	_
1937	8,00	15,3	52,8	185,5	533,8	1123,6	1819,6	2,105
1942	4,00	_	-	-	-	-	-	-
1949	8,40	3,5	7,0	75,8	470,4	928,7	1445,1	1,773
1953	6,90	-	-	-	391,9	-	-	_
1959	8,24	1,2	9,3	94,9	343,9	789,2	1197,0	2,528
1962	3,12	_	_	_	-	-	_	_
1967	5,84	3,1	15,4	118,8	304,8	650,4	1070,2	2,321
1973	5,94	7,0	34,9	117,7	282,6	619,7	984,2	1,815
1976	3,90	_	19,5	105,2	277,4	602,7	925,3	1,453
1979	5,30	2,7	31,2	110,5	253,5	571,6	-	2,030
1982	3,91	_	24,3	116,0	236,8	588,9	837,2	1,444
1985	5,74	6,9	26,7	103,0	230,1	529,3	794,1	1,650
1990	5,10	8,1	30,5	93,5	212,8	486,2	748,5	1,326
1996	_	_	_	_	198,0	_	-	_

Tab. 3: Ostverlagerung der westlichen MThw-Uferlinie Trischens an drei Punkten von 1885 bis 1990

Jahr der Auf-	Zeitraum	Verlagerung in m auf den Gauß-Krüger-Gitterlinien								
nahme	Jahre	59 937 m	(Nord) m/a	59 920 m	(Mitte) m/a	59 906 m	(Süd) m/a			
1885										
	21	1.280	60,9	1.150	54,8	760	36,2			
1906	18	480	26,7	240	13,3	290	16,1			
1924	10	400	20,7	240	13,3	290	10,1			
	13	360	27,7	210	16,5	300	23,1			
1937	12	275	21.2	255	21.2	100	22.2			
1949	12	375	31,3	255	21,3	400	33,3			
.,,,	4	180	45,0	245	81,3	130	32,5			
1953										
1959	6	215	35,8	120	20,0	120	20,0			
1737	8	290	36,3	180	22,5	220	27,5			
1967										
107/	9	280	31,1	100	11,1	240	26,7			
1976	6	315	52,5	105	17,5	125	20,8			
1982		0.10	32,3	100	1,5	120	20,0			
	3	200	66,7	50	16,7	230	76,7			
1985	5	180	36,0	75	15,0	200	10.0			
1990	3	100	36,0	/3	13,0	200	40,0			
885/1990	105	4.155	40,9	2.730	26,0	3.015	28,7			

Jahre 1784, wo auf dem Hochsand eine Holzkonstruktion mit Toppzeichen eingetragen ist. Nach größerer Informationslücke ist erstmals maßstabsgerecht eine solche Bake in der Charte der Elbmündungen von E. Abendroth 1846 auf Boschsand-Polln dargestellt worden, errichtet 1842 etwa in der Position 54°420" N und 8°37" E (Abb. 4, 22). Sie wurde durch eine Sturmflut bereits 1848 zerstört, am selben Standort vermutlich 1859 größer und jetzt mit einem Schutzraum versehen wieder aufgebaut (Abb. 5, 22), wo sie Ende 1866 erneut von einer Sturmflut zerschlagen wurde. Der Wanderbewegung der Sandinsel folgend erhielt 1867 rd. 250 m ostwärts auf Pos. 54°4'30" N, 8°37'54" E eine neue Bake ihren Standort. Aus strategischen Gründen wurde sie 1870 zu Beginn des Frankreichfeldzuges demontiert, aber schon 1871 an gleicher Stelle wieder aufgebaut. Eine mittlere Sturmflut zerstörte sie am 26. 1. 1890. Die neue Bake wurde 950 m weiter ostnordöstlich in Pos. 54°4'37" N, 8°38'44" E errichtet. Auch diese wurde 1911 von der westlichen Abbruchkante der Düne eingeholt und bei der Sturmflut vom 5./6. 11. 1911 zerstört. Auf der Pos. 54°4'40" N, 8°39'30" E entstand dann im Frühjahr 1912 rd. 825 m östlich die noch stabilere, mit 20,6 m höhere und mit einem größeren Fluchtraum versehene Holzbake auf einem 0,8 m über MThw liegenden Niveau. Als sie nach weiterem Dünenrückgang gefährdet war, versetzte man sie 1924 rd. 1600 m südsüdostwärts in den inzwischen entstandenen Trischenkoog auf Pos. 54°3'48,6" N, 8°39'47,8" E (Abb. 12, 20, 22). Auch an dieser Stelle geriet die Bake 25 Jahre später in den Bereich der Brandungszone. Sie wurde in der Nacht vom 9. zum 10. 2. 1949 vom vier Stunden andauernden

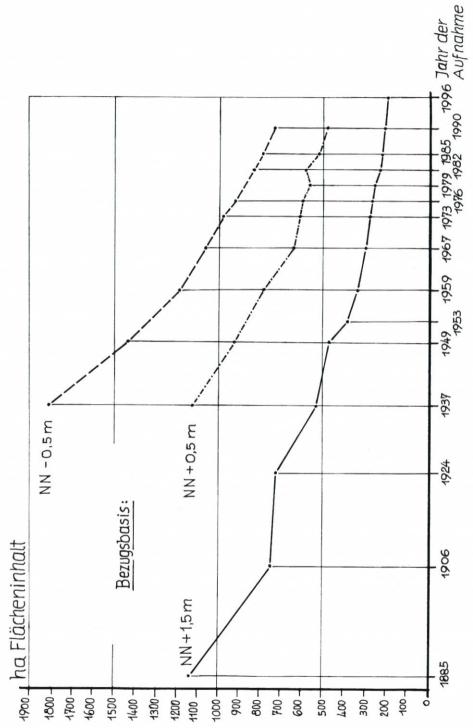


Abb. 26: Zeit-Flächendiagramm drei verschiedener Bezugshorizonte der Insel Trischen

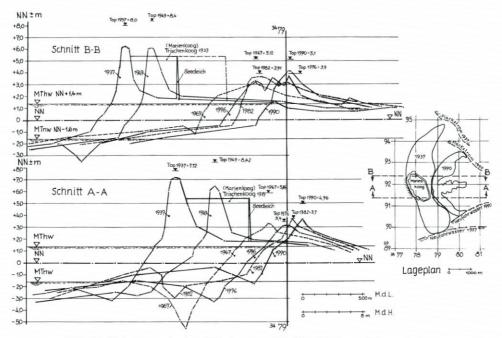


Abb. 27: Verlagerung der Insel Trischen von 1885 bis 1990 in zwei Querschnitten

Orkan zerschlagen. Im Jahre 1951 wurde auf dem inzwischen 10. nachweisbaren Standort, rd. 1200 m ostsüdöstlich des alten auf Pos. 54°3,4'1,9" N, 8°40'41,9" E, eine völlig neue Bake als Stahlkonstruktion errichtet. Sie besteht aus einem 24 m hohen Dreibein-Bockgerüst aus Stahlrohren von 25 cm Durchmesser, oben abgeschlossen mit einem insgesamt 8 m hohen stählernen Doppelkegel, sowie einem Zwischenpodest mit sechseckiger Holzschutzhütte von rd. 4 m Durchmesser, gegründet auf drei 10 m langen Stahlpfählen, die im gleichseitigen Dreieck mit 8,8 m Abstand angeordnet und 1 m über dem Erdboden mit Doppel-T-Trägern gerahmt sind. Diese jüngste Schiffahrts- und Rettungsbake stand 1995 bereits wieder am Fuß der Dünenabbruchkante (Abb. 28), wurde Anfang 1996 bei MThw schon umspült und sicherheitshalber noch im Sommer abgebaut.

6. Entwicklung des Naturschutzes, der Pflanzen und Seevögel

6.1 Naturschutz allgemein

Schon von Anbeginn waren die Hochsandplate und die sich in ihrem Schutz ausbreitende Salzwiesenfläche Nahrungs-, Brut- und Mauserstätte für viele Seevögel. Und sehr früh griffen erwerbsmäßige Vogeljäger ein, erschlugen und erschossen vor allem Enten und sammelten Möveneier zu tausenden ab zum Verkauf (NEOCORUS, J. A.). Eine erste dagegen am 28. 4. 1871 erlassene Polizeiverordnung war der Beginn des Bemühens um den Seevogelschutz. Sie bewirkte jedoch wenig. Am 1. 4. 1907 wurde dann in Hamburg der Verein Jordsand zum Schutz der Seevögel gegründet, ohne zunächst auf der Insel tätig sein zu können. Denn zu der Zeit war Trischen von der Domänenverwaltung an einen Schäfer verpach-



Abb. 28: Trischen 1993 vom Westrand aus gesehen. Im Vordergrund ein Lahnungsrest vom einstmals östlichen Vorland. Im Hintergrund die flachen Dünen mit Abbruchkante fast bis an die heutige Rettungsbake von 1951. (Aufnahme Wieland, 1993)

tet, der zur Aufbesserung seines Budgets das Eiersammeln und Schießen der Vögel an Büsumer, Meldorfer und Friedrichskooger Interessenten verpachtete. So fuhren z. B. die Friedrichskooger jährlich im August mit Pferd und Wagen über das Watt nach Trischen, um mausernde Brandgänse zu erschlagen, deren Bälge sie an Modemacher in Hamburg für 1 RM/Stück verkauften. Das Fleisch brieten sie und legten es für den Winter in Sauer ein. Um dem zu begegnen – inzwischen hatten sich in den hoch aufgewehten Dünen auch größere Seeschwalbenkolonien angesiedelt - beauftragte der Königliche Landrat von Süderdithmarschen, Dr. Johanssen, im November 1908 den Verein Jordsand mit der ornithologischen Betreuung der Insel, die er zu diesem Zweck vom Staat pachtete. Außerdem erließ er am 14.4. 1909 eine Vogelschutzverordnung. Da noch ein Jagdrecht bestand und das Domänenrentamt wegen der benötigten staatlichen Pachteinnahmen verpflichtet war, dies weiterhin zu verpachten, bezahlte der Landrat die Pachtgebühr, ließ aber die Jagdausübung ruhen, ausgenommen den Wildkaninchenabschuss. Als Vogelwart war im Einvernehmen mit dem Domänenrentamt jeweils von April bis Juli ein fiskalischer Arbeiter eingesetzt, in der übrigen Zeit mit Grüpparbeiten beschäftigt. Er erhielt kostenfreies Wohnrecht im Schäferhaus und vom Ministerium für Landwirtschaft und Domänen der Reichsregierung für seine Schutzaufgabe jährlich einen Gesamtbetrag von 150,- Goldmark. Ab 1911 wurde ihm auch die Polizeigewalt auf der Insel übertragen, um sich gegen die noch immer wieder Eier sammelnden Fischer besser durchsetzen zu können. Nebenbei durfte er sich ein paar Schafe halten, die er im Herbst verkaufte.

Inzwischen war die ornithologische Betreuung vom Verein Jordsand auf den Natur- und Vogelschutzverein für Schleswig-Holstein und Herzogtum Lauenburg e.V. übergegangen. Durch ihn erfolgte ab 1909 jährlich die Seevogel-Bestandszählung, mit kriegsbedingten Unterbrechungen 1915/1916, 1918–1923 und 1942–1947, in denen der Eierraub jeweils wieder

erheblich zunahm. In der Ernährungsnotzeit unmittelbar nach dem ersten Weltkrieg wurde das Eiersammeln sogar offiziell verpachtet. So sind 1920 um 37 000 Vogeleier gesammelt worden. Ab 1922 waren Seevogeleier auch Zusatznahrung für die auf Trischen eingesetzten 80 Deichbauarbeiter.

Die Entlöhnung der jeweiligen Vogelwärter erfolgte durch die Regierung, das waren zuletzt 261,50 RM pro Saison. Ab 1921 war dafür der betreuende Verein zuständig, seit 1927 der *Bund für Vogelschutz*, später umbenannt in *Deutscher Bund für Vogelschutz* DBV mit Sitz in Stuttgart.

Am 15.4.1932 trat eine staatliche Verordnung zum Betretensverbot einer durch schwarz-weiße Pfähle markierte Vorgelschutzfläche auf der Insel in Kraft. Sie galt jeweils vom 1. April bis 15. Oktober. Mit Gesetz vom 20.6.1934 wurde dieselbe Fläche zum Naturschutzgebiet erklärt. Den Vogelwart stellte weiterhin der DBV. Als Wärterunterkunft diente bis 1949 die Schutzhütte auf der Rettungsbake, ein zusätzliches Zelt für den Notfall. Nach Zusammenbruch der Bake am 24.10.1949 stellte das inzwischen örtlich zuständige Marschenbauamt Heide jährlich bis 1958 vom Frühjahr bis zum Spätsommer eine zerlegbare Bauhütte für den Vogelwärter auf und versorgte ihn per Schiff mit Trinkwasser.

Am 28. 10. 1959 wurde die gesamte Insel zum Naturschutzgebiet erklärt. Im selben Jahr errichtete der DBV mit materieller und personeller Unterstützung durch das Marschenbauamt eine stationäre Wärterhütte auf 12 Pfählen mit dem Hüttenboden 3 m über MThw. Sie wurde durch die schwere Sturmflut im Februar 1962 zerstört, doch schon Ende April 1962 durch einen Neubau ersetzt. Für zeitweise auf der Insel weilende Helfer kam 1969 eine zweite Hütte hinzu.

Die bisher schwerste Sturmflut in dieser Region am 3.1.1976 (Tab. 1) zerschlug beide Hütten völlig. Noch im April entstand eine neue, massivere und größere Hütte mit 3,5 x 3,5 m Grundfläche, eine zweite, ebenso große kam 1982 in geringer Entfernung dazu. Der seit 1980 ununterbrochen für die ornithologische Betreuung eingesetzte Vogelwart Peter Todt lebt jährlich etwa von Ostern bis Ende Oktober auf Trischen. Seit 1981 ist er dort auch ehrenamtlicher Landschaftswart.

Mit Inkrafttreten des Gesetzes zum Schutz des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres vom 22. Juli 1985 wurde die Insel Trischen Teil des umfassenden Nationalparks Wattenmeer.

6.2 Pflanzen des Grünlandes

Auf dem in Lee des Hochsandes abgelagerten, durch Flugsandeintrag durchsetzten Schlickfeld hatten sich bis gegen Ende des 19. Jahrhunderts unter weitgehend natürlichen Bedingungen nach und nach die folgenden Pflanzengesellchaften und -arten angesiedelt, wobei der Übergang fließend ist (HEYDEMANN, MÜLLER-KOCH, MEIER, TODT):

Quellerwiese (Salicorniétum marítimae) Höhenbereich ca. MThw bis –0,3 m, etwa 700 Überflutungen/a. Glasschmelz oder Queller (Salicórnia herbacéa) Reisgras oder Spartina (Spártina townséndii)

Andelwiese (Pucinelliétum marítimae) Höhenbereich ca. MThw bis +0,4 m, etwa 150–250 Überflutungen/a. Strandschwaden oder Andel (Festúca pucinéllia marítima)

Meerstrandsaster oder Salzaster (Áster tripólium)

Milchkraut (Glaux marítima)

Strandwiderstoß oder Halligflieder (Limónium vulgare)

Froschbinse (Júncus ranárius)

Meerstranddreizack (Tríglochin marítimum)

Meerstrandssode (Suaéda maritima)

Portulak-Salzmelde (Obióne portulacoídes) 1

Schwingelwiese (Festucétum rúbrae)

Höhenbereich ca. MThw +0,4 bis +1,6 m, etwa 40-70 Überflutungen/a.

Salzwiesen-Rotschwingel (Festúca rúbrae)

Meerstrandswegerich (Plantágo marítima)

Weißes Straußgras (Agróstis álba)

Meersenf (Cákile marítima)

Flügelsamiger Spärkling (Spergulária margináta)

Krauser Ampfer (Rúmex críspus)

Meerstrandbeifuß (Artemísia marítima)

Weißklee (Trifólium répens)²

Im Laufe der Jahre breitete sich im niedrigeren Bereich das dort angepflanzte Reisgras sehr stark aus und drängte Glasschmelz und Strandschwaden weit zurück.

Nachdem das Grünland bedeicht war, entwickelte sich auf den größeren, nicht zu Acker umgebrochenen Grünlandflächen durch Tritt, Biss, Mahd und Dung rasch die typische Süßwasser-Pflanzengesellschaft der Kulturwiesen. Dies änderte sich dann wieder schrittweise mit der Zerstörung des Kooges im Maß der zunehmenden Versalzung und Übersandung. Nach Osten hin breiteten sich Glasschmelz und Spartina ständig weiter aus.

6.3 Pflanzen der Dünen

Die auf den Dünen Trischens erfassten dominierenden Pflanzenarten sind je nach den Standortbedingungen wie z.B. Salzeinfluss, Höhe über Grundwasser bzw. Trockenheit, Formänderung durch Sandzufuhr oder Stabilität folgende (GRIPP, MEIER, TODT):

Primärdünen oder Vordünen

Meersenf (Cákile marítima) Binsenquecke (Agropyrum júnceum) ³ Strandhafer (Ammóphila arenária)

¹ (Als einziges Vorkommen dieser seltenen Zwergstrauchart in Schleswig-Holstein im Salzwiesenbereich ist auf Trischen 1906 ein Quartier von 11 ha erfasst worden. Es breitete sich bis 1911 auf 18 ha aus, bis 1921 auf 25 ha [WOHLENBERG]).

² (Erstmals 1886 aufgetreten nach fortgeschrittener Aussüßung des höheren Bereichs als Zeichen der "Deichreife" [TODT]).

³ (Salzverträglichkeit, horstartiger Wuchs und ausgreifende Wurzeln sorgen im Sandfluggebiet des noch flachen Hochsandes für erste Sandanhäufungen und deren Verankerung.)

Sekundärdünen oder Weißdünen

Strandhafer (Ammóphila arenária) ⁴ Strandroggen (Élymus arenárius) ⁴ Salzmiere (Honckénya peploídes) Salzkraut (Sálsola Káli)

Tertiärdünen

Mauerpfeffer (Sédum ácre)
Kahles Ferkelkraut (Hypochoáeris glábra)
Ackergänsediestel (Sónchus arvénsis)
Nachtkerze (Oenothéra muricáta)
Dolden-Habichtskraut (Hierácium umbellátum)
Bergsandglöckchen (Jasióne montana)
Kartoffelrose (Rósa rugósa)
Gemeine Kratzdiestel (Círsium vulgáre)

Von der Sandzufuhr abgeschnittene Bereiche.

Unabhängig von diesen natürlichen Ansiedlungen (abgesehen von den Strandhaferanpflanzungen) pflanzte der Vogelschutzverein zugunsten einer größeren Vogelvielfalt mehrere der zwei dort nicht heimischen Gehölze:

Weißdorn (Cratáegus oxyacántha)

Sanddorn (Hippóphae rhamnoídes).

Beide Arten gingen rasch ein. Viel später, am 10. 7. 1942, legte der Pächter auf der hohen Norddüne zwischen der Rettungsbake und dem "Friedhof der Namenlosen" ein Wäldchen an mit der

Bergkiefer (Pínus montána).

Als die Dünenabbruchkante herangerückt war, wurde es während der Sturmflut im Oktober 1949 zerstört. Weiterhin wurden angepflanzt:

Strandplatterbse (Láthyrus marítimus)

Fetthenne (Sédum máximum)

Krähenbeere (Émpetrum nígrum).

Ob solche standortfremden Anpflanzungen vertretbar sind, ist anzuzweifeln.

Mit dem Durchbruch der Dünen, deren Umformung, Verlagerung und teilweisen Abtrag breiteten sich wieder die ursprünglichen Pflanzenarten stärker aus, neben einigen eingeschleppten, die sich behaupteten.

Als Folgewirkung der schweren Sturmflut am 3. 1. 1976 und der am 21. 1. 1976 folgenden (Tab. 1) war, wie die Kartierung unmittelbar darauf zeigt, die Vegetationsvielfalt, wie schon 1954 und 1962, stark reduziert auf der gesamten Inselfläche (Abb. 29). Aber bereits im Zeitraum 1980/86 sind wieder bis zu 112 verschiedene Pflanzenarten bestimmt worden (TODT).

⁴ (Siedeln sich an bei beginnender Süßwasserspeicherung, wachsen mit der Sandaufschüttung hoch und festigen sie durch Adventivwurzelbildung an den Knoten.)

6.4 Seevögel

Bereits 1907, als der Vogelschutz begründet wurde, hatte Trischen die größte Seeschwalbenkolonie an der deutschen Küste. Im Jahre 1910 brüteten u.a. rd. 500 Paare der Flussseeschwalbe (Stérna hirúndo) und rd. 50 Paare der Küstenseeschwalbe (Stérna paradisáea). Ihr Maximum erreichten beide Arten 1938 mit bis zu 10 000 Paaren (Abb. 30). An Zwergseeschwalben (Stérna albifrons) waren damals 135 Paare auf der Insel, maximal rd. 9000 Paare 1914. Schon früh waren unter den dominierenden Seevögeln auch der Seeregenpfeifer (Charádrius alexandrínus) mit 50 Brutpaaren vertreten, 1938 max. 150 Paare, sowie der Austernfischer (Haematópus ostralégus) mit 10 (1986 max. 755), der Rotschenkel (Trínga

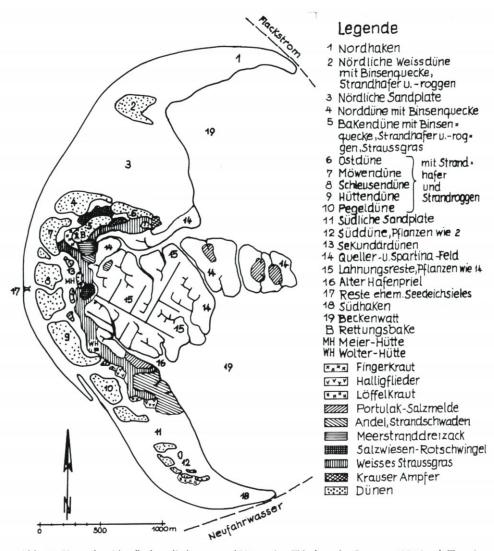


Abb. 29: Karte der Oberflächengliederung und Vegetation Trischens im Sommer 1976 (nach TODT)

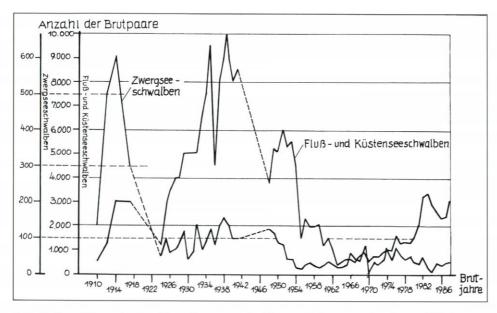


Abb. 30: Entwicklung der Anzahl von Brutpaaren der Fluss- und Küstenseeschwalben auf Trischen von 1910 bis 1983

totánus) mit einem (1986 max. 755), und die Silbermöwe (Lárus argentátus) mit zwei (1988 max. 2100) Paaren. Viel später kamen hinzu etwa ab 1928 die Stockente (Ánas platyrhyncho), 1986 max. 158 Paare, ca. 1934 die Brandgans (Tadórna tadórna), 1986 max. 70 Paare, als Höhlenbrüterin in den verlassenen Bauten der von 1870 bis zur Sturmflut 1962 dort heimischen Wildkaninchen und darüber hinaus zu Tausenden im umliegenden Wattgebiet zur Mauser einfliegend, und schließlich ab 1940 die Lachmöwe (Lárus ridibúndus), von der 1988 bereits 2700 Paare brüteten. Erst nach dem 2. Weltkrieg kam die Brandseeschwalbe hinzu (Stérna sandvicénsis), sich rasch vermehrend bis auf 2920 Brutpaare 1988. Trischen beherbergt heute die größte Brandseeschwalbenkolonie Deutschlands (Abb. 31).

Natürlich waren die Bestandszahlen auch abhängig vom Entwicklungsstand der Dünen und des Grünlandes. Aber die größten Bestandsveränderungen geschahen in Zeiten ohne betreuenden Schutz, wie während und unmittelbar nach den zwei Weltkriegen, wo als Folge des herrschenden Nahrungsmangels zu hunderten Vögel geschossen und Eier ausgenommen wurden (TODT), (Tab. 4).

Unter den im Zeitraum von 1910 bis 1988 überhaupt auf Trischen erfassten Brutvögeln sind insgesamt 30 Arten bestimmt worden. Darunter waren einige, die nur zeitweise brüteten mit drei bis höchstens 60 Paaren wie Kiebitz, Sandregenpfeifer, Kampfläufer, Heringsmöwe, Sturmmöwe, Feldlerche, Rauchschwalbe, Schafstelze, Wiesenpieper, Braunkehlchen und Haussperling, sowie die seltenen Gäste mit ein bis drei Paaren wie die Eiderente, das Teichhuhn, der Alpenstrandläufer, Säbelschnäbler, Steinschmätzer, die Rohrammer und Bachstelze. Dazu kommen jährlich zwischen 50 bis 70000 Durchzügler, denen Trischen kurzzeitig als Rast-, Nahrungs- und Mauserplatz dient.

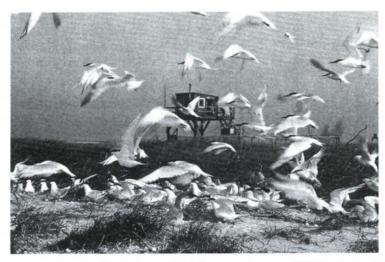


Abb. 31: Brandseeschwalbenkolonie auf Trischen. Im Hintergrund die Vogelwärterhütte (Aufnahme Meier, 1956)

Tab. 4: Bestandsveränderungen dominierender Seevögel-Brutpaare auf Trischen 1910 bis 1988 im Einfluss kriegsbedingten Nahrungsmangels (Eierraub, Abschuss)

Seevogelart	Anzahl der Brutpaare in den Jahren						Maxin	Maximum	
	1910	1917	1924	1941	1948	1988	Paare	Jahr	
Fluss- u. Küstenseeschwalbe ³ (Stérna hirúndo und Stérna paradisáea)	550	3.000	1.200	8.500	5.500	3.025	10.000	1938	
Zwergseeschwalbe (Stérna albifrons)	135	300	50	100	117	32	600	1914	
Seeregenpfeifer (Charádrius alexandrínus)	50	120	20	150	22	1	180	1938	
Austernfischer (Haematópus ostralégus)	10	30	7	100	67	650	755	1986	
Rotschenkel (Trínga totánus)	1	20	10	150	55	110	153	1986	
Silbermöwe (Lárus argentátus)	2	16	6	45	100	2.100	2.100	1988	
Lachmöwe (<i>Lárus ridibúndus</i>)	0	0	0	4	47	2.700	2.700	1988	
Brandgans** (Tadórna tadórna)	0	0	0	20	16	60	70	1986	
Stockente (Ánas platyrhynchos)	0	0	0	15	1	100	158	1986	
Brandseeschwalbe*** (Stérna sandvicénsis)	0	0	0	0	28	2.920	3.200	1986	

^{*} Anteil der Küstenseeschwalbe um 15 % (1988 = 500)

^{**} Während der Mauserzeit zu Tausenden im umliegenden Wattgebiet

^{***} Auf Trischen heute größte Brandseeschwalbenkolonie Deutschlands

7. Schlussbemerkung

Der Küsteningenieur steht immer wieder vor der Frage, wie er verantwortbar handeln kann, wenn Lebensraum geschützt und erhalten werden soll und das Naturinventar nicht beschädigt werden darf.

Eine geomorphologisch instabile alluviale Insel zum Beispiel, deren Form, Lage und Substanz also starken Veränderungen unterliegen, wird er entweder freizuhalten haben von menschlicher Besiedlung, soweit das noch möglich ist, oder er muss respektieren, dass es hier unmöglich ist und unverantwortlich wäre, den momentanen Zustand auf Dauer mit massiven Schutzwerken festzulegen. Die natürliche Entwicklung könnte entsprechend dem ansteigenden Energieeintrag und Erosionsdruck auf den Strand unter zunehmendem technischen Aufwand nur eine begrenzte Zeit lang aufgehalten werden, wodurch das Erreichen der Versagensgrenze beschleunigt wird, bei deren Überschreiten die Schädigung katastrophenartig eintritt.

Andererseits ist es gesamtökologisch nicht zu rechtfertigen, wenn z. B. eine unbewohnte alluviale Vogelschutzinsel, die im natürlichen Prozess abgetragen wird, so dass die zu schützenden Brutvogelpaare abwandern, durch Baggereingriffe in das Sandwatt entweder an derselben oder einer anderen Stelle künstlich wieder aufgeschüttet wird. Der leitende Gedanke muß sein, Eingriffe in das Naturgefüge ganz zu vermeiden, wo Menschenleben nicht zu schützen sind. Andernfalls muss der Eingriff unter Wahrung der Verhältnismäßigkeit der Mittel minimiert werden, auch in dem Bewusstsein, dass die dann gebotenen Ausgleichsmaßnahmen örtlich Beschädigtes nicht in anderer Form oder an anderer Stelle voll ersetzen können.

Das Beispiel Trischen soll im Rückblick aufzeigen, wo Grenzen angemessenen, weitsichtigen Handelns überschritten wurden. Das technische Bemühen, die Insel zu stabilisieren, um den *Luisenhof* zu erhalten, musste misslingen. Der natürliche Ungleichgewichtszustand war bereits zum Zeitpunkt erster Bedeichungswünsche zu erkennen. Man muss der damaligen Entscheidung allerdings die damalige gesellschaftspolitische Situation zugute halten, nämlich zu handeln für die so gesehene gute Sache, das einzigartige Angebot fruchtbaren Landes für die Ernährung zu nutzen.

8. Schriftenverzeichnis

- Bahr, M.: Sicherung der Insel Trischen. Unveröffentlichter Bericht, Seewasserstraßenamt Tönning, 1926.
- DITTMER, E.: Schichtenaufbau und Entwicklungsgeschichte des Dithmarscher Alluviums. Westküste, I. Jg., H. 2, 1938.
- ELY, W.: Über Veränderungen im Raum von Trischen. Unveröffentlichtes Referatsmanuskript vom 6. 2. 1937, Archiv ALR Husum, Außenstelle Küstengewässerkunde Büsum.
- FIEDLER, R. u. GLITZ, D.: Errichtung und Sicherung schutzwürdiger Teile von Natur und Landschaft mit gesamtstaatlich repräsentativer Bedeutung. Projekt Nigehörn Hamburgs neue Vogelschutzinsel im Watt. Natur und Landschaft, Jg. 66, H. 1, 1991.
- GÖHREN, H.: Zur Dynamik und Morphologie der hohen Sandbänke im Wattenmeer zwischen Jade und Eider. Die Küste, H. 27, 1975.
- GRIPP, K.: Entstehung und künftige Entwicklung der deutschen Bucht. Archiv der deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums, 63. Bd., Nr. 2, Hamburg, 1944.
- HEYDEMANN, B. u. MÜLLER-KOCH, J.: Biologischer Atlas Schleswig-Holsteins. Karl Wachholtz Verlag, Neumünster, 1980.
- JESSEN, O.: Die Verteilung von Anwachs und Abbruch an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. – Petermanns Mitt., 67, 1921.

LANDESREGIERUNG SCHLESWIG-HOLSTEIN: Gesetz zum Schutze des schleswig-holsteinischen Wattenmeeres (Nationalparkgesetz). – Kiel, 22. 7. 1985.

LandesRegierung Schleswig-Holstein: Landschaftspflegegesetz des Landes Schleswig-Holstein. – Kiel, 19. 11. 1982.

LANDESREGIERUNG SCHLESWIG-HOLSTEIN: Generalplan Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz in Schleswig-Holstein vom 20. 12. 1963, zweite Fortschreibung. – Kiel, 5. 11. 1986.

LANDSCHAFTLICHES ARCHIV NORDERDITHMARSCHEN: Akten Nr. A VIII 104 (1735 VI 27 und 28).

MARSCHENBAUAMT HEIDE: Bauakten Sicherung Trischen. – Archiv-Nr. 4660.

MEIER, O. G.: Trischen, die wandernde Insel. – Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co., Heide, 1957.

MÜLLER, F.: Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. Teil I, Bd. I und II. Die Halligen. – Verlag Dietrich Reimer, Berlin, 1917.

NEOCORUS, J. A.: Chronik des Landes Dithmarschen. – Herausgegeben von F. C. Dahlmann, Kiel, 1827.

Probst, B.: Küstenschutz 2000 – Neue Küstenschutzstrategien erforderlich? – Wasser und Boden, H. 11, 1984.

SCHLESWIG-HOLSTEINISCHES LANDESARCHIV: Bestand 11-780 (1735 III 23) Schloß Gottorf.

SCHÜNKE, E.: Die Seevogelfreistätte Trischen. – Nordelbingen, 3. Bd., 1924.

SIEFERT, W. et al.: Die Strömungsverhältnisse vor der Westküste Schleswig-Holsteins. Ergebnisse eines KFKI-Messprogramms. – Die Küste, H. 35, 1980.

TAUBERT, A.: Morphodynamik und Morphogenese des nordfriesischen Wattenmeeres. – Diss., Hamburger geogr. Studien, H. 42, 1986.

TODT, P.: Trischen-Chronik. - Unveröffentlicht, Friedrichskoog, 1985.

WETZEL, W.: Trischen, eine Studie zur Geologie der Gegenwart. – Nordelbingen, 3. Bd., 1924.

WIELAND, P.: Untersuchung zur geomorphologischen Entwicklungstendenz des Außensandes Blauort. Die Küste, H. 23, 1972.

WIELAND, P.: Küstenfibel. Westholstein. Verlagsanstalt Boyens & Co., Heide, 1990.

WIELAND, P.: Küstenschutz und Binnenentwässerung in Dithmarschen. – In Historischer Küstenschutz. Verlag Konrad Wittwer, Stuttgart, 1992.

WOHLENBERG, E.: Entstehung und Untergang der Insel Trischen. – Mitt. der Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XLIX, 1950.

Morphogenese und -dynamik im Seegat und Ebb-Delta des Hörnum Tiefs

Von JACOBUS L. A. HOFSTEDE und VERENA SPITTA

Zusammenfassung

Seegat und Ebb-Delta des Hörnum Tiefs liegen im nordfriesischen Wattenmeer zwischen den Inseln Sylt und Amrum. Auf der Basis von sieben bathymetrischen Aufnahmen dieses Gebietes wurde die morphologische Entwicklung und Dynamik über den Zeitraum 1939 bis 1994 nachvollzogen. Anschließend wurde der Versuch gemacht, die morphologischen Beobachtungen anhand hydrologischer Daten von zwei nahegelegenen Tidepegeln ursächlich zu deuten. Hierzu wurden die morphologischen Parameter $V_{\rm ebd}$ (Sedimentvolumen im Ebb-Delta), $A_{\rm c}$ (Querschnittsfläche in der Seegat-Kehle unterhalb von NN) sowie die Flächen/Höhen-Verteilung (hypsographische Kurve) des Untersuchungsgebietes berechnet. Anschließend wurden $V_{\rm ebd}$ und $A_{\rm c}$ mit der hydrologischen Zustandsvariable $V_{\rm f}$ (Fallgeschwindigkeit des Wasserspiegels während Ebbe) am Pegel Hörnum korreliert.

Zwischen 1939 und 1994 nahm A_c um insgesamt 32% zu, während V_{ebd} sich von 1968 bis 1994 um 18% verringerte. Frühere Untersuchungen von u. a. O'BRIEN (1931), WALTON u. ADAMS (1976) und EYSINK & BIEGEL (1992) dokumentierten eine starke positive Korrelation zwischen diesen beiden morphologischen Kennwerten und tidalen Parametern. Entsprechend zeigt A_c des Hörnum Tiefs eine positive Korrelation von r=0.89 mit dem tidalen Parameter V_f (als direkter Indikator für die Ebbe-Strömungsgeschwindigkeiten) am Pegel Hörnum. Andererseits ist V_{ebd} im Untersuchungsgebiet anscheinend schwach negativ (r=-0.74) mit V_f korreliert. Demnach müssen andere Prozesse für die Abnahme von V_{ebd} verantwortlich sein. Zumindest teilweise kann die seit etwa 1960 zunehmende Sturmtätigkeit in der Region eine Erklärung bieten. Folglich nahm die Intensität des Sturmseeganges im Bereich des Ebb-Deltas zu. Wahrscheinlich als morphologische Reaktion auf diesen Trend nahmen Fläche und Volumen der Riffplaten von 1959 bis 1994 stark ab. Da V_f von 1939 bis 1994 insgesamt um 19% zunahm, nahm die Sandzufuhr aus dem Seegat zum Deltasockel vermutlich ebenfalls zu, wodurch der Sedimentverlust infolge verstärkten Sturmseeganges hier ausgeglichen wurde.

Summary

The Hörnum tidal inlet is located in the German Wadden Sea between the barrier islands Sylt and Amrum. On the basis of seven bathymetric surveys of the tidal inlet (including the ebbtidal delta) covering a 55-year period from 1939 to 1994 and long-term records from two tidal gauges, a process-response analysis for the inlet was carried out. Following the method described by DEAN & WALTON (1975), the volume of sediment stored in the ebb-tidal delta ($V_{\rm cbd}$) was calculated for each survey. Furthermore, the cross-sectional area of the tidal inlet throat ($A_{\rm c}$), and the area-height distribution (hypsographic curve) of the study area were established.

Between 1939 and 1994, A_c increased by about 32 %, whereas V_{ebd} decreased by about 18 % from 1968 to 1994. Earlier investigations by, e.g., O'BRIEN (1931), WALTON & ADAMS (1976) and EYSINK & BIEGEL (1992) documented a strong positive correlation between these two morphological variables and tidal parameters in the inlet. In conformity with the literature, regression of the values of A_c with the corresponding fall velocities of the water level in the inlet (V_p) as a direct indication of ebb-tidal currents) produced a correlation coefficient (r) of 0.89. However, V_{ebd} apparently shows a weak negative correlation (r = -0.74) with V_p . Therefore, other factors than changes in ebb-tidal currents must have been responsible for the decrease in Vehd. It is suggested that one factor might be the observed strong increase in storm activity in the region since approximately 1960. Consequently, storm wave-action at the ebb-tidal delta intensified and initiated erosion here. As a result, the swash bars of the ebb-tidal delta, in particular, were strongly

reduced in size between 1959 and 1994. As the ebb-tidal currents increased by about 19% from 1939 to 1994, sand supply to the terminal lobe of the ebb-tidal delta probably increased as well, thereby balancing the loss of sediment from the terminal lobe caused by the increasing storm activity.

Inhalt

1.	Einführung	142
	1.1 Das Untersuchungsgebiet	143
	Daten und Methoden	
	2.1 Hydrologische Entwicklung	147
	2.2 Morphologische Änderungen	151
	Diskussion	
	Schlussfolgerungen	
	Danksagung	
6.	Schriftenverzeichnis	156

1. Einführung

Seegats und ihre vorgelagerten Ebb-Deltas stellen zwei wichtige Elemente eines tidalen Geosystemes im Wattenmeer dar. Einerseits kann ein Seegat direkt als Sedimentquelle funktionieren, andererseits bietet es einen Transportweg für Sedimentaustausch zwischen der Nordsee (bzw. dem Ebb-Delta) und dem Watteinzugsgebiet. Ebb-Deltas funktionieren in erster Linie als Zwischenspeicher für Sedimente, die, zum Beispiel im Falle eines Meeresspiegelanstieges, von großer Bedeutung für die künftige Stabilität des Wattenmeeres werden könnten (NIEMEYER et al., 1998). Außerdem wirken die Riffplaten des Ebb-Deltas als natürliche Wellenbrecher. Da ein Großteil der von der Nordsee einlaufenden Wellenenergie hier umgewandelt wird (NIEMEYER, 1986), schützen sie die dahinter liegenden Strände und Watteinzugsgebiete (FITZGERALD, 1988). Anhand von Natur- und Modelluntersuchungen im Bereich des Norderneyer Seegats konnten NIEMEYER u. KAYSER (1997) nachweisen, dass, in Folge einer Abschwächung der Platenstruktur im östlichen Riffbogen, der nordwestliche Vorstrand- und Strandbereich der Insel Norderney durch energiereicheren Seegang beaufschlagt wurde.

Auch aus diesen Gründen werden Seegats mit ihren vorgelagerten Ebb-Deltas bereits seit Längerem intensiv erforscht (u. a. O'BRIEN, 1931; WALTON u. ADAMS, 1976; BRUUN, 1978; DEAN, 1988; FITZGERALD, 1988; OERTEL, 1988; SHA, 1990; OOST, 1995; NIEMEYER et al., 1998). Diese Untersuchungen haben u. a. gezeigt, dass die Morphodynamik von Seegats maßgeblich durch Tideströmungen geprägt wird, während der Seegang für die Ebb-Deltas einen zusätzlichen wichtigen Steuerungsfaktor darstellt (DEAN, 1988; OOST, 1995).

Unter der Annahme, dass sich die untersuchten Systeme in einem stabilen Zustand bzw. dynamischen Gleichgewicht befanden, wurden empirische Relationen zwischen hydro- und morphologischen Zustandsvariablen ermittelt. O'BRIEN (1931) fand eine positive Abhängigkeit der Querschnittsfläche eines Seegats (Ac) von tidalen Parametern, wie das Tideprisma P. Diese Abhängigkeit liegt darin begründet, dass Tideströmungen Rinnen proportional zum jeweiligen Tideprisma einschneiden (OERTEL, 1988). Eine Zunahme von P wird, in Folge verstärkter Tideströmungen bzw. Schubspannungen an der Sohle, zu Erosionen in den Tiderinnen bzw. einer Zunahme von Ac führen. Umgekehrt wird eine Reduktion von P durch Sedimentationen in den Rinnen eine Abnahme von Ac verursachen. Weiterhin haben WALTON u.

ADAMS (1976) eine empirische Relation zwischen dem Sedimentvolumen eines Ebb-Deltas $(V_{\rm ebd})$ und P vorgeschlagen, wobei $V_{\rm ebd}$ mit zunehmender Seegangsintensität abnimmt (DEAN, 1988). Diese Relation wurde mit folgendem Prozess-Reaktionsmechanismus erklärt: Am seeseitigen Ende der Tiderinnen eines Seegats nehmen die Ebbe-Strömungsgeschwindigkeiten infolge der plötzlichen Vergrößerung des Durchflußquerschnittes schnell ab. Das von den Ebbeströmungen transportierte Material wird sich hier absetzen und zum Aufbau eines Ebb-Deltas beitragen (OERTEL, 1988). Erosion in den Tiderinnen durch verstärkte Ebbeströmungen (z. B. als Folge einer Zunahme vom mittleren Tidehub MThb oder P) resultiert in einem größeren Sedimenttransport zum Deltasockel, wo es sich bei abnehmenden Strömungsgeschwindigkeiten wieder absetzen und damit eine Zunahme von $V_{\rm ebd}$ bewirken kann. Nach DEAN (1988) und OOST (1995) wird bei einer Abnahme der Ebbe-Strömungsgeschwindigkeiten die relative Bedeutung des Seeganges zunehmen. Die Folge wäre ein netto Sandabtrag vom Ebb-Delta und damit eine Abnahme von $V_{\rm ebd}$.

BIEGEL u. HOEKSTRA (1995) und OOST (1995) untersuchten in einer Fallstudie die morphologischen Reaktionen eines Seegat/Ebb-Delta-Systems nach einer plötzlichen Reduktion von P. Im Jahre 1969 wurde die Lauwerszee im niederländischen Wattenmeer abgedämmt, wodurch das Tideprisma des Zoutkamperlaag Seegats von 305 Mio. auf 200 Mio. m^3 abnahm. In Übereinstimmung mit den obigen Relationen führte diese Reduktion nach einer bestimmten Anpassungszeit zu Abnahmen von A_c und V_{ebd} . Der Nettoabtrag im Ebb-Delta konzentrierte sich dabei zwischen NAP –4 und NAP –12 m (NAP = Nieuw Amsterdams Peil \approx NN), d. h. im Bereich des Deltasockels.

Im nordfriesischen Wattenmeer wird die hydro- und morphologische Entwicklung des Hörnum Tiefs seit 1939 intensiv überwacht. Resultate von Kartenauswertungen deuten darauf hin, dass die Riffplaten des Ebb-Deltas signifikant an Fläche und Volumen verlieren. Wie bereits von FITZGERALD (1988) angedeutet, kann dies zu einer Zunahme der Seegangsbelastung und damit zu Erosionen an den dahinter liegenden Inselstränden von Amrum führen. Vorläufige Resultate von Kartenauswertungen scheinen diese Befürchtung für den nordwestlichen Strandbereich auf Amrum zu bestätigen. Um genauere Kenntnisse über die Entwicklung, Dynamik und Stabilität des Seegats und Ebb-Deltas des Hörnum Tiefs zu erhalten, wurde eine Fallstudie durchgeführt. Die spezifischen Ziele dieser Studie waren (1) die Ermittlung der hydrologischen Entwicklung über den Zeitraum 1939 bis 1994, (2) das Quantifizieren der morphologischen Entwicklung für den gleichen Zeitraum, und (3) die Deutung der beobachteten hydro- und morphologischen Entwicklungen im Kontext der oben beschriebenen Relationen.

1.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Seegat Hörnum Tief mit seinem vorgelagerten Ebb-Delta liegt am seeseitigen Rand des nordfriesischen Wattenmeeres zwischen den Barriereinseln Sylt und Amrum (Abb. 1). Zur Nordsee hin wird dieses etwa 111 km² große Gebiet durch die NN –10 m Linie begrenzt. Bis zu dieser Tiefenlinie lässt sich die Struktur des Ebb-Deltas nachweisen. Nach Osten wird die Grenze durch die Inseln Sylt und Amrum sowie durch die kürzeste Verbindung zwischen diesen beiden Inseln, die sog. Seegat-Kehle ("inlet throat", OERTEL, 1988), dargestellt. Da die morphologische Struktur des Ebb-Deltas nach Norden und Süden fließend in den Sylter Vorstrand bzw. in das Ebb-Delta des südlich anschließenden Seegats der Aue übergeht, konnten hier keine morphologisch eindeutig begründeten Grenzen gezogen werden. Deshalb wurden hier die Grenzen entlang von Gauß-Krüger-Gitterpunkten gelegt.

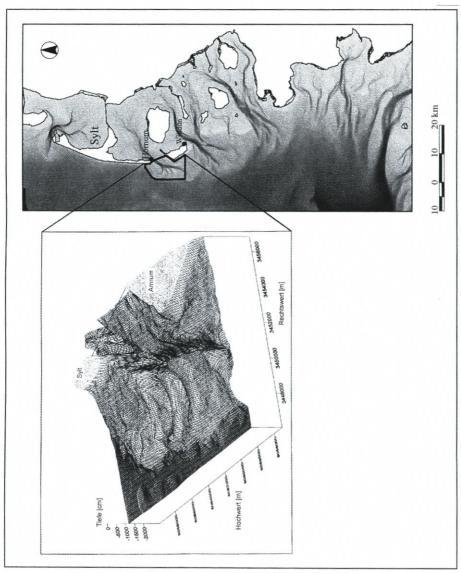


Abb. 1: Übersichtskarte vom Untersuchungsgebiet an der Westküste von Schleswig-Holstein mit Angabe der benutzten Pegelstationen sowie 3-D-Darstellung vom Seegat und Ebb-Delta des Hörnum Tiefs (Zustand 1974)

Das Untersuchungsgebiet setzt sich aus den Systemelementen Seegat und Ebb-Delta zusammen, die sich morphologisch in folgende Subelemente bzw. Strukturen untergliedern lassen: Haupt-Ebberinne, Neben-Ebberinnen, laterale Flutrinne, Deltasockel und Riffbogen (Abb. 2). Der Riffbogen setzt sich aus mehreren durch die Neben-Ebberinnen voneinander getrennten Riffplaten zusammen. Die Riffplaten und der Deltasockel bilden den Akkumulationskörper des Ebb-Deltas, in den sich die Tiderinnen des Seegats einschneiden. Im Jahre 1994 betrug die Fläche der Tiderinnen (unterhalb von NN –10 m) 13,4 km², die des Akkumulationskörpers 97,7 km².

Durch das Seegat wird das landwärtige etwa 291 km² große Watteinzugsgebiet etwa zweimal täglich be- und entwässert. Auf der Basis zweier digitaler Geländemodelle (DGM) vom Einzugsgebiet konnte das Tideprisma P für das Jahr 1952 mit 509,9 Mio. m³ und für das Jahr 1974 mit 527,5 Mio. m³ errechnet werden (WITEZ, BOCK u. HOFSTEDE, 1998). Dies entspricht einem mittleren Abfluss im Seegat von etwa 21 000 m³/s. Zum Vergleich: der mittlere Abfluss der Donau mit einem Einzugsgebiet von fast 900 000 km² beträgt an seiner Mündung rd. 9000 m³/s (PANNEKOEK, 1976). Im Jahre 1994 lag der Durchflussquerschnitt in der Seegat-Kehle um 44 300 m² (Breite rd. 5300 m, tiefster Punkt rd. NN –31 m).

Wie aus Abb. 2 hervorgeht, biegt die Haupt-Ebberinne westlich der Seegat-Kehle scharf nach Süden ab und nimmt einen fast nord-südlichen Verlauf. Diese Ablenkung wird von der seegangsbedingten Küstenparallelströmung und der Ebbeströmung, die in diesem Bereich beide nach Süden orientiert sind, verursacht. Dadurch wird die gesamte Struktur des Untersuchungsgebietes in eine südwärtige Asymmetrie gezwungen (SHA, 1989). Von der Haupt-Ebberinne ausgehend schnitten sich im Jahre 1994 insgesamt drei Neben-Ebberinnen westwärts in den Deltasockel ein. Durch diese Neben-Ebberinnen voneinander getrennt existierten in diesem Jahr dem Deltasockel aufgelagert vier größere Riffplaten, wovon nur die südliche bis über NN auftauchte. Schließlich verläuft unmittelbar westlich von Amrum eine laterale Flutrinne, die durch eine Untiefe von der Haupt-Ebberinne getrennt ist.

Nach der morphologischen Klassifikation von NUMMEDAL u. FISCHER (1978) ist das Hörnum Tief ein "mixed energy, high tidal range" Seegat. Der über den Zeitraum 1986–1995 gemittelte Tidenhub am Pegel Hörnum betrug 2,02 m, während die mittlere Wellenhöhe in der Nordsee vor Sylt im Zeitraum 1986 bis 1993 zwischen 1,0 und 1,25 m lag (HINRICHSEN u. BEISMANN, 1998). Schließlich ist die vorherrschende Wind- und Wellenrichtung im Untersuchungsgebiet Süd- bis Nordwest.

2. Daten und Methoden

Die benutzten Karten im Maßstab 1:20000 bzw. 1:25000 der Jahrgänge 1939, 1949, 1959, 1968, 1978, 1987 und 1994 basieren überwiegend auf bathymetrischen Vermessungen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie. Die Höhengenauigkeit dieser Vermessungen wird mit etwa ± 0,4 m angegeben, während die Lagegenauigkeit ca. ± 5 m beträgt. Die Analysen der hydrologischen Entwicklung wurden anhand von Wasserstandszeitreihen der Tidepegel Hörnum und Wittdün durchgeführt. Pegel Hörnum liegt unmittelbar nördlich des Untersuchungsgebietes am Hafeneingang von Hörnum auf der Insel Sylt, während Pegel Wittdün in der Einfahrt zum Hafen von Wittdün auf der Insel Amrum etwa 10 km südöstlich des Untersuchungsgebietes situiert ist.

Die Aufbereitung der morphologischen Daten erfolgte mit einem GIS (SPITTA, 1998). Für jede Karte wurden die folgenden Isolinien digitalisiert: NN +1, 0, -1, -2, -3, -4, -5, -7, -10, -15, -20, -25, -30 und (falls vorhanden) -35 m. Unter Annahme eines linearen Anstie-

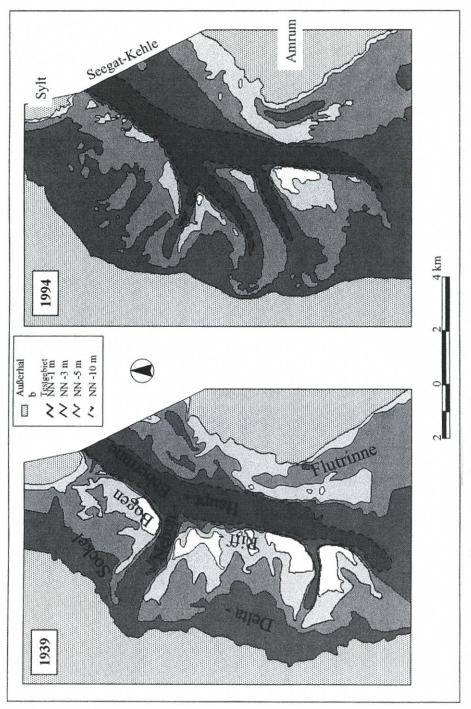


Abb. 2: Vergleichende Darstellung des Untersuchungsgebietes für die Jahre 1939 und 1994

ges der Geländeoberfläche zwischen jedem Paar Isolinien wurden die Flächen zwischen den Isolinien mit einem mittleren Höhen- bzw. Tiefenwert belegt (NN +0,5, -0,5, usw.), und es wurde ein Höhenschichtenmodell erstellt. Anschließend wurde auf der Basis dieser Modelle für jede Kartenaufnahme eine Flächen/Höhenverteilung (hypsographische Kurve) erstellt. Neben diesen realen hypsographischen Kurven wurde eine fiktive Kurve erstellt, die die Situation im Untersuchungsgebiet ohne Seegat und Ebb-Delta darstellt. Hierzu wurden die Tiefenlinien der Vorstrände von Sylt und Amrum direkt miteinander verbunden.

Mit diesem digitalen Datensatz wurden für jede Karte drei morphologische Parameter berechnet: (1) Fläche zwischen jedem Isolinienpaar, (2) Sedimentvolumen des Ebb-Deltas (V_{ebd}) und (3) Querschnittsfläche der Seegat-Kehle unterhalb von NN (A_c). Da die Karte des Jahres 1949 nicht das gesamte Untersuchungsgebiet abdeckt, konnte für diesen Jahrgang nur A_c berechnet werden. Zur Berechnung von V_{ebd} (m³) wurde das von DEAN u. WALTON (1975) beschriebene Verfahren benutzt. Demnach wird die Differenz zwischen der tatsächlich vorhandenen Geometrie seewärts der Seegat-Kehle und einer fiktiven Geometrie für den gleichen Bereich ohne Seegat (s. o.) berechnet. Statistische Analysen über die Wahl des Bezugshorizontes (MTnw, NN oder MThw) für die Berechnung von A_c haben ergeben, dass NN für morphologische Gleichgewichtsbetrachtungen am besten geeignet ist (GOLDENBOGEN *et al.*, 1994). Da dieser Bezugshorizont in der Fachliteratur am häufigsten benutzt wird, ist somit auch die Vergleichbarkeit gewährleistet.

2.1 Hydrologische Entwicklung

In Abb. 3 ist die zeitliche Entwicklung des mittleren Tidehochwassers (MThw), mittleren Tideniedrigwassers (MTnw) und mittleren Tidehubes (MThb) am Pegel Hörnum für den Zeitraum 1936 bis 1997 dargestellt. Eine lineare Regression durch die MThw-Werte für die Periode 1939 bis 1994 erbrachte einen Anstieg von 0,38 cm/J (r = 0,74) bzw. von insgesamt 21 cm. Die MTnw-Entwicklung über den gleichen Zeitraum zeigt dagegen keinen signifikanten Trend. Das mittlere Tidehalbwasser MT1/2w (hier nicht graphisch dargestellt) stieg von 1939 bis 1994 um durchschnittlich 0,15 cm/J bzw. insgesamt um 8 cm an. Der geringe Korrelationskoeffizient von r = 0,39 deutet allerdings auf eine schwache statistische Relevanz bzw. eine große Streuung der Einzelwerte hin. Der MThb schließlich stieg zwischen 1939 und 1994 im Schnitt jährlich um 0,45 cm (r = 0,92) bzw. insgesamt um 25 cm (oder 14 %) an.

In der Einführung wurde bereits auf die Bedeutung der Tideströmungen für die Morphodynamik von Seegats und Ebb-Deltas hingewiesen. Da Langzeitmessungen von Tideströmungen meist fehlen, werden an deren Stelle oft die hydrographischen Parameter P und/oder MThb benutzt. Die Strömungsgeschwindigkeiten sind aber nicht nur von P und/oder MThb, sondern auch von dem Zeitraum, über den das Tidevolumen durch das Seegat fließt (die Ebbe- bzw. Flutdauer), abhängig. Die Abb. 4A zeigt die zeitliche Entwicklung der mittleren Ebbedauer von 1937 bis 1996. Deutlich wird, dass die Ebbedauer über diesen Zeitraum kontinuierlich abgenommen hat. Der hydrographische Parameter "mittlere Fallgeschwindigkeit des Wasserspiegels" (V_f) kombiniert die beiden Kennwerte "mittlere Ebbedauer" und MThb. Er entspricht der Geschwindigkeit, mit der das Tidewasser aus dem Watteinzugsgebiet hinaus fließt und ist somit ein direkter Indikator für die mittleren Ebbe-Strömungsgeschwindigkeiten im Seegat. Die Abb. 4B stellt die Langzeitentwicklung dieses Parameters am Pegel Hörnum dar. Für die Periode 1939 bis 1994 ergibt eine lineare Regression durch die jährlichen V_f-Werte einen signifikanten Anstieg von insgesamt 0,09 cm/min. bzw. 19 % (r = 0,95). Die Steiggeschwindigkeit des Wasserspiegels während Flut (V_s, hier

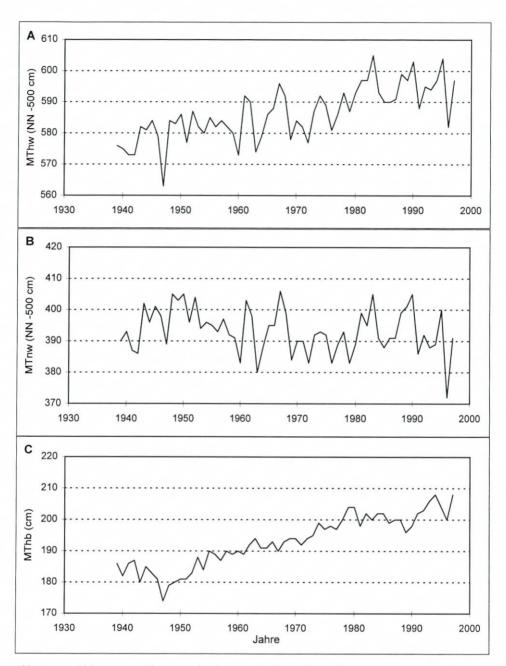


Abb. 3: Entwicklung des mittleren Tidehochwassers (MThw: Abb. 3A), des mittleren Tideniedrigwassers (MTnw: Abb. 3B) und des mittleren Tidehubes (MThb: Abb. 3C) am Pegel Hörnum für den Zeitraum 1937 bis 1996

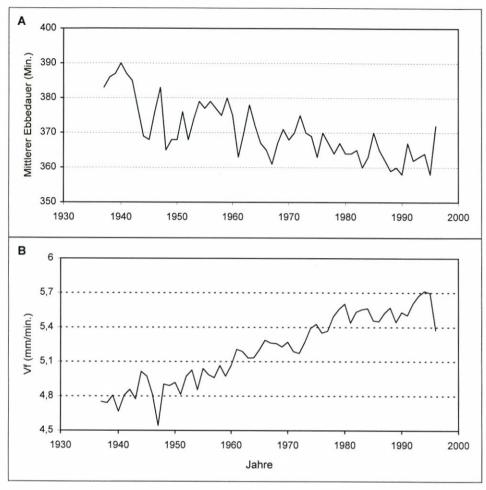


Abb. 4: Entwicklung der mittleren Ebbedauer (Abb. 4A) und der mittleren Fallgeschwindigkeit des Wasserspiegels während Ebbe (Vf: Abb. 4B) am Pegel Hörnum für den Zeitraum 1937 bis 1996

nicht graphisch dargestellt) am Pegel Hörnum hat sich über den gleichen Zeitraum leicht um 0,04 cm/min. bzw. 8 % (r = 0,68) erhöht. Obwohl die Flutdauer entsprechend der Reduktion der Ebbedauer zugenommen hat, wurde die hierdurch erzeugte Abnahme der V_s -Werte durch die gleichzeitige MThb-Erhöhung (Abb. 3C) mehr als ausgeglichen.

Nach SIEFERT (1984) haben die Höhe und Häufigkeit von Sturmfluten entlang der südlichen Nordseeküste seit etwa 1960 signifikant zugenommen. Am Pegel List auf Sylt wurden beispielsweise 17 der 20 höchsten Wasserstände zwischen 1900 und 1998 erst nach 1960 registriert (HINRICHSEN u. BEISMANN, 1998). In der Abb. 5A werden die Verweilzeiten von Wasserständen oberhalb von MThw +1,5 m für den Zeitraum 1920/21 bis 1993/94 am Pegel Wittdün pro Jahr (vom 1.7. bis zum 30.6 des darauf folgenden Jahres) gezeigt. Dieser Parameter ist ein Indikator für lokale Änderungen im Windstau, der wiederum kausal mit Fluktuationen in der Sturmtätigkeit zusammenhängt. Indirekt werden somit auch Änderungen im Sturmseegang aufgezeigt. Es wird klar, dass die Werte von Jahr zu Jahr sehr starken

Schwankungen unterliegen. In der Wintersaison 1989/90 wurde der Wasserstand MThw +1,5 m insgesamt 23 Stunden und 12 Minuten überschritten, während er im Winter 1991/92 erst gar nicht erreicht wurde. Mittelfristige Tendenzen in den Verweilzeiten werden in Abb. 5B mittels einer Darstellung der 10-jährigen übergreifenden Mittelwerte sowie der 10-jährigen Mittelwerte deutlich. Hohe Werte in den Vierzigern wurden von einem Tiefstand in den Fünfzigern abgelöst. Anschließend fingen die Werte an zu steigen, und das bisherige Maximum wurde zu Beginn der neunziger Jahre erreicht. Analysen von HINRICHSEN u. BEISMANN (1998) am Pegel List zeigen, dass diese für den Grenzwasserstand MThw +1,5 m beobachtete Entwicklung im Prinzip auch für andere Grenzwasserstände zutrifft.

Resümierend deuten die hydrographischen Beobachtungen auf eine Zunahme der energetischen Einwirkungen aus Tideströmungen und Sturmseegang im Untersuchungsgebiet hin, wobei die über das Jahr gemittelten Werte sehr große Streubreiten aufweisen. Die Tidehalbwasserstände (und damit die über der Tide gemittelten Wassertiefen bei konstanter Topographie) nahmen dagegen bei großer Streuung der einzelnen Jahreswerte nur geringfügig zu.

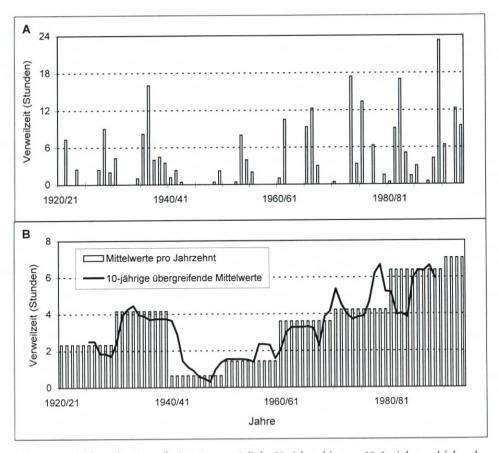


Abb. 5: Entwicklung der Verweilzeiten (vom 1. Juli des Vorjahres bis zum 30. Juni des nachfolgenden Jahres) oberhalb von MThw +1,5 m am Pegel Wittdün für den Zeitraum 1920/21 bis 1993/94: (5A) jährliche Verweilzeiten; (5B) 10-Jahresmittelwerte sowie 10-jährige übergreifende Mittelwerte

2.2 Morphologische Änderungen

Der Verlauf der Haupt-Ebberinne und der lateralen Flutrinne sowie die Lage der NN –10 m Isolinie änderten sich von 1939 bis 1994 nur unwesentlich. Die Neben-Ebberinnen unterlagen dagegen größeren Änderungen. Im Jahre 1939 existierten zwei solcher Rinnen. Bis 1949 versandete eine davon, während sich gleichzeitig zwei neue in den Deltasockel einschnitten. Insgesamt verlagerten sich die Neben-Ebberinnen über den gesamten Vergleichszeitraum leicht nach Süden (SPITTA, 1998). Parallel dazu drifteten auch die dazwischen liegenden Riffplaten bzw. deren Strukturen generell nach Süden. Nach FITZGERALD (1988) repräsentiert das Untersuchungsgebiet somit ein stabiles Seegat, wo der nach Süden gerichtete küstenparallele Sedimenttransport ("littoral drift") durch die Bildung, süd- bzw. landwärtige Migration und Anlandung von größeren Sandbankkomplexen am südlichen Strand (Amrum) stattfindet. Eine ähnliche Verlagerungstendenz der Strukturen im weiter südlich liegenden Seegat der Hever wurde von EHLERS (1988) dokumentiert. HOFSTEDE (1997, 1999) hat die landwärtige Migration und Anlandung einer solchen Sandbank aus der Hever an St. Peter-Ording-Sand detailliert nachvollzogen.

Tab. 1 enthält die errechneten Flächen pro Höhenschicht (zwischen zwei Isolinien). Danach nahm die Fläche zwischen NN +1 m und NN –3 m von etwa 31 km² im Jahre 1959 bis auf 13 km² im Jahre 1994 bzw. um 18 km² (58 %) besonders stark ab (Abb. 6). Dieser Höhenbereich wird von den auf dem Deltasockel superponierten Riffplaten eingenommen. Ein Kartenvergleich für die Jahre 1939 und 1994 (Abb. 2) zeigte, dass nur die südlichste Plate (der Jungnamensand) in etwa ihre Höhe und Ausdehnung behielt. Die mittlere Höhenlage der übrigen Riffplaten nahm um ca. 2 bis 3 m ab. Dagegen nahm die Fläche zwischen NN –5 m und NN –10 m (der Deltasockel) zwischen 1959 und 1994 um ca. 15 km² oder 47 % zu

Tab. 1: Fläche zwischen zwei Isolinien (pro Höhenintervall) für die Jahre 1939, 1949, 1959, 1968, 1978, 1987 und 1994.

Höhen- schicht	Mittlere Höhe	Fläche (km²)					
(NN + m)	(NN + m)	1939	1959	1968	1978	1987	1994
+1 bis 0	+0,5	1,065	1,028	0,484	1,219	0	0,070
0 bis −1	-0,5	8,984	7,502	5,335	2,820	0,806	0,957
−1 bis −2	-1,5	8,734	8,866	7,260	5,033	4,922	3,265
-2 bis -3	-2,5	12,477	13,648	14,754	13,867	11,525	8,182
-3 bis -4	-3,5	14,885	18,781	15,540	17,886	14,330	15,507
−4 bis −5	-4,5	18,558	11,937	21,871	20,427	17,993	21,331
−5 bis −7	-6	17,051	19,175	19,746	26,082	31,866	31,151
−7 bis −10	-8,5	14,570	13,367	14,380	11,507	15,888	16,625
+1 bis -10	-5,5	96,324	94,351	99,570	98,841	97,330	97,716
−10 bis −15	-12,5	7,426	5,740	6,410	7,630	8,375	8,720
−15 bis −20	-17,5	5,793	6,301	4,555	4,229	4,290	4,340
−20 bis −25	-22,5	0,328	0,728	0,654	0,626	0,758	0,746
−25 bis −30	-27,5	0	0,053	0,072	0,030	0,050	0,162
−30 bis −35	-32,5	0	0	0,019	0,014	0,016	0,015
–35 bis –40	-37,5	0	0	0,009	0	0	0
Insgesamt		109,871	107,126	111,089	111,370	110,819	111,071

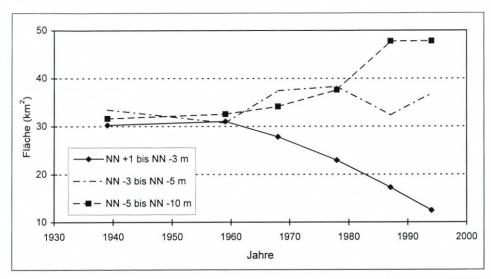


Abb. 6: Entwicklung der Flächen ausgewählter Höhenintervalle im Ebb-Delta des Hörnum Tiefs für den Zeitraum 1939 bis 1994

(Abb. 6). Offenbar funktionierte der Prozessmechanismus, der die starken Netto-Ausräumungen im Bereich der Platen verursachte, in dieser Tiefe nicht mehr. Folglich nahm die Fläche dieses Höhenintervalles entsprechend der Verluste in den höheren Bereichen zu. Diese Resultate stimmen nicht mit denen von Oost (1995) für das Ebb-Delta der Zoutkamperlaag überein. Hier konzentrierte sich der Netto-Abtrag im Höhenintervall NN –4 bis NN –12 m, d. h. im Bereich des Deltasockels.

Wie erwähnt, setzt sich der eigentliche Akkumulationskörper des Ebb-Deltas aus den Riffplaten und dem Deltasockel zusammen. Diese Struktur entspricht in etwa dem Höhenbereich oberhalb von NN –10 m. Die Gesamtfläche dieses Körpers blieb von 1939 bis 1994 mit 97 ± 2 km² (Tab. 1) trotz starker morphologischer Änderungen in seinen Teilbereichen (Abb. 6) bemerkenswert stabil.

In der Tab. 2 sind für jede Kartenaufnahme die morphologischen Parameter A_c und V_{ebd} gemeinsam mit den entsprechenden Werten für V_f am Pegel Hörnum aufgelistet. Von 1939 bis 1968 unterlag der Wert von A_c keinem signifikanten Trend. Danach jedoch nahm er kontinuierlich zu, bis er im Jahre 1994 mit 44318 m² sein bisheriges Maximum erreichte (Abb. 7A). Diese Zunahme der Querschnittfläche seit 1968 beschränkte sich nicht nur auf die Seegat-Kehle, sondern wurde von ähnlichen Ausräumungstendenzen im weiteren Verlauf der Tiderinnen begleitet. Zwischen den beiden Zustandsvariablen A_c und V_f wurde eine statistisch signifikante positive Korrelation von r=0.89 errechnet, d. h. mit zunehmender Fallgeschwindigkeit des Wasserspiegels während Ebbe am Pegel Hörnum nahm die Querschnittsfläche in der Seegat-Kehle unter NN zu.

Wie aus der Tab. 2 zu entnehmen ist, erreichte V_{ebd} im Jahre 1968 ein Maximum mit etwa 487 Mio. m³ (Abb. 7B). Anschließend nahm der Wert bis 1994 um ca. 90 Mio. m³ (18 %) ab. Zwischen V_{ebd} und V_f wurde eine schwache negative Korrelation von r = -0,74 errechnet. Demnach nimmt mit zunehmender Fallgeschwindigkeit des Wasserspiegels während Ebbe am Pegel Hörnum das Sedimentvolumen des Ebb-Deltas (berechnet mit dem Verfahren DEAN u. WALTON, 1975) ab. Diese Ergebnisse widersprechen den Resultaten anderer Studien (u. a. WALTON u. ADAMS, 1976; DEAN, 1988; OERTEL, 1988; EYSINK u. BIEGEL, 1992).

Tab. 2: Querschnittsfläche in der Seegat-Kehle unter NN (A_c), Sedimentvolumen im Ebb-Delta (V_{ebd}) und Fallgeschwindigkeit des Wasserspiegels während Ebbe am Pegel Hörnum für die Jahre 1939, 1949 (nur A_c und V_f), 1959, 1968, 1978, 1987 und 1994.

Jahre	A_{c} (m^2)	V _{ebd} (Mio. m³)	V _f (cm/min.)
1939	33.671	483,233	0,48
1949	35.834	_	0,49
1959	32.827	466,392	0,50
1968	34.420	487,060	0,53
1978	38.981	474,719	0,54
1987	41.188	412,578	0,55
1994	44.318	397,078	0,57

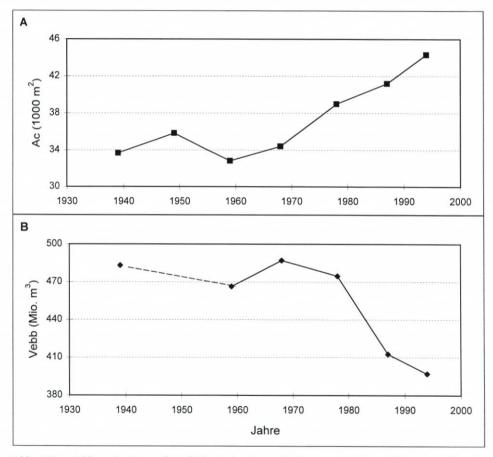


Abb. 7: Entwicklung der Querschnittfläche in der Seegat-Kehle unter NN (A_c : Abb. 7A) und des Sedimentvolumens im Ebb-Delta (V_{ebd} : Abb. 7B) des Hörnum Tiefs für den Zeitraum 1939 bis 1994

3. Diskussion

Wie in der Einführung bereits beschrieben wurde, führen höhere Strömungsgeschwindigkeiten in den Tiderinnen eines Seegats durch vermehrte Schubspannung an der Sohle zu Erosionen, wodurch sich die Durchflussquerschnitte der Rinnen letztendlich vergrößern (OERTEL, 1988). Die Beobachtungen im Seegat des Hörnum Tiefs, dargestellt anhand der (zeitlichen Entwicklung der) Zustandsvariablen A_c und V_f, stehen in enger Übereinstimmung mit dieser Hypothese.

Weiterhin postuliert Oertel (1988), dass eine Verstärkung der Ebbeströmungen im Seegat einen vermehrten Sedimenttransport zum Ebb-Delta induziert, wo es am Ende der Tiderinnen zur Ablagerung kommt. Eine Zunahme der Ebbe-Strömungsgeschwindigkeiten, z. B. als Folge eines vergrößerten Tideprismas, resultiert demnach in einem Anstieg des im Ebb-Delta gespeicherten Sedimentvolumens (Walton u. Adams, 1976). Umgekehrt wird im Falle einer Reduktion der Ebbeströmungen der relative Einfluss des Seeganges zunehmen, was zu einem Netto-Abtrag des Ebb-Deltas führt (Oost, 1995). Die Resultate für das Ebb-Delta des Hörnum Tiefs können diese Hypothese scheinbar nicht bestätigen. Trotz ständig zunehmender V_f -Werte haben sich die Werte für $V_{\rm ebd}$ seit 1968 stark reduziert.

An dieser Stelle ist eine kritische Diskussion des von DEAN u. WALTON (1975) entwickelten Verfahrens für die Berechnung des im Ebb-Delta gespeicherten Sedimentvolumens angebracht. Danach wird die volumetrische Differenz zwischen einer realen Geometrie bzw. Zustand seewärts der Seegat-Kehle und einem hypothetischen Zustand (Null-Geometrie) ohne Seegat ermittelt. Das Material, das oberhalb dieser Null-Geometrie liegt (der Akkumulationskörper), fließt als positiver Wert in die Berechnung ein. Allerdings befindet sich ein signifikanter Teil der realen Geometrie seewärts der Seegat-Kehle unterhalb dieser Null-Geometrie, und zwar die tieferen Tiderinnen. Dieses (Wasser-)Volumen wird konsequenterweise bei der Berechnung von V_{ebd} vom Akkumulationskörper abgezogen. Wenn nun das Wasservolumen der Tiderinnen (in Folge von Erosionen durch zunehmende Ebbe-Strömungsgeschwindigkeiten) zunimmt, bewirkt dies automatisch eine Reduktion der V_{ebd}-Werte, ohne dass das im Systemelement Ebb-Delta gespeicherte Sedimentvolumen abnehmen muss. Die morphologischen Beobachtungen im Systemelement Seegat des Hörnum Tief Seegats zeigen tatsächlich starke Ausräumungen in den Tiderinnen.

Die starken Ausräumungen in den Tiderinnen des Hörnum Tiefs wurden begleitet von signifikanten Erosionen im Bereich der Riffplaten, während der Deltasockel über den gesamten Vergleichszeitraum relativ stabil blieb. Diese komplexe morphologische Reaktion hängt möglicherweise damit zusammen, dass im Untersuchungsgebiet sowohl die Ebbeströmungen wie auch der Sturmseegang seit etwa 1960 zugenommen haben. Die zunehmenden Ebbeströmungen haben Erosionen in den Tiderinnen und einen vermehrten Sedimenttransport in Richtung Deltasockel verursacht. Gleichzeitig resultierte die Intensivierung des Sturmseeganges in Erosionen im Bereich der Riffplaten und des Deltasockels. Möglicherweise konnten die tidebedingten Sedimentationen am Deltasockel die seegangsbedingten Erosionen hier ausgleichen, während die Rinnen tidebedingt und die Riffplaten seegangsbedingt einem Netto-Abtrag unterlagen. Dieser Prozess-Reaktions-Mechanismus würde auch die unterschiedlichen morphologischen Reaktionen im Bereich des Zoutkamperlaag Ebb-Deltas erklären (OOST, 1995). Als Folge des stark abgenommenen Tideprismas verschob sich hier das morphologische Gleichgewicht zwischen tidebedingten Sedimentationen und seegangsbedingten Erosionen am Deltasockel zugunsten Letzterer, wodurch hier jetzt Ausräumungstendenzen vorherrschen. Im Bereich der seegangsdominierten Riffplaten ändert sich dagegen wenig, während die Tiderinnen durch Akkumulation gekennzeichnet werden.

Zwei weitere Faktoren können möglicherweise kausal mit der beobachteten morphologischen Entwicklung im Untersuchungsgebiet in Beziehung gebracht werden: (1) die (zeitliche Entwicklung der) sog. Insel-Umströmung östlich von Föhr und (wesentlich geringer) Amrum sowie (2) das Tetrapodenwerk am Weststrand vor Hörnum.

In Folge unterschiedlicher Tidewasserstände in den Watteinzugsgebieten der Norderaue und des Hörnum Tiefs (das Einzugsgebiet der Norderaue füllt sich früher und schneller) existiert östlich von Föhr und Amrum ein Reststrom über die Wattwasserscheiden von Süd nach Nord in der Größenordnung von ca. 3 km pro Tide (SIEFERT et al., 1980). In der Konsequenz fließt mit Ebbe wesentlich mehr Wasser durch das Hörnum Tief Seegat in die Nordsee hinaus als während Flut hinein gelangt. Falls sich die Intensität dieser Insel-Umströmung während des Beobachtungszeitraumes signifikant geändert hat, wird dies sicherlich auch morphologische Reaktionen im Untersuchungsgebiet verursacht haben. Dieser Frage konnte im Rahmen dieser Studie jedoch nicht nachgegangen werden.

Im Jahre 1968 wurde am Weststrand vor Hörnum ein Tetrapodenquer- und -längswerk errichtet, um weiteren Erosionen in diesem stark gefährdeten Strand- und Dünenbereich entgegen zu wirken. Durch dieses Bauwerk wurde der südwärts gerichtete Küstenparalleltransport nach Außen umgelenkt, was südlich des etwa 250 m langen Querwerkes zu einem Materialdefizit im Strandbereich und einem Zurückweichen der Küstenlinie führte (Lee-Effekt). Es ist nicht auszuschließen, dass sich dieses Materialdefizit auch auf das südlich anschließende Ebb-Delta ausgedehnt hat und hier eine gewisse Verstärkung der Erosionen im (nördlichen) Riffbogen induziert hat. In Anbetracht der sehr intensiven Materialumlagerungen und der Tatsache, dass das am relativ kurzen Tetrapodenquerwerk nach außen gedrängte Material weiter südlich wieder zur Küste verfrachtet wird, wird das Querwerk vermutlich einen eher untergeordneten Einfluss auf die Morphodynamik im Ebb-Delta haben.

4. Schlussfolgerungen

Zwischen 1939 und 1994 traten mehrere hydrologischen Änderungen im Untersuchungsgebiet auf. Am Pegel Hörnum stieg das MThw um ca. 0,38 cm/J an, während sich das MTnw-Niveau nicht signifikant änderte. Das MT1/2w nahm geringfügig um etwa 8 cm zu. Der MThb erhöhte sich um 0,45 cm/J bzw. insgesamt um 25 cm oder 14 %. Die Ebbedauer nahm über den Untersuchungszeitraum insgesamt um 19 Minuten bzw. 5 % ab, während die Flutdauer entsprechend zunahm. Durch die Abnahme der Ebbedauer und die Zunahme des MThb erhöhte sich V_f am Pegel Hörnum um insgesamt 19 %. Schließlich gibt es mehrere Indizien dafür, dass die Sturmtätigkeit (und damit auch der Sturmseegang) in der Region seit Anfang der 60er Jahre stark zunimmt.

Diese Intensivierung der Hydrodynamik hat im Untersuchungsgebiet signifikante morphologische Reaktionen hervorgerufen. Wahrscheinlich als Folge der stärkeren Ebbeströmungen vergrößerte sich A_c um etwa 10 650 m² bzw. 32 % über den gesamten Vergleichszeitraum. Die starke Zunahme der Sturmtätigkeit bzw. des Sturmseeganges seit Anfang der 60er Jahre bewirkte vermutlich signifikante Erosionen an den Riffplaten. Folglich verringerte sich deren Fläche von etwa 31 km² im Jahre 1959 um 18 km² bzw. 58 % auf nur noch 13 km² in 1994, wobei die mittlere Höhenlage von drei der vier größeren Platen um 2 bis 3 m abnahm. Als Konsequenz dieser Entwicklung wird die in der Einführung erwähnte Schutzfunktion der Riffplaten (FITZGERALD, 1988) als Wellenbrecher für den dahinter liegenden Nordstrand von Amrum in den letzten Jahrzehnten stark reduziert sein. Schließlich

nahmen auch die Werte von $V_{\rm ebd}$ durch Erosionen in den Tiderinnen und auf den Riffplaten von 1968 bis 1994 um etwa 90 Mio. m^3 (18%) ab.

Letztendlich bestätigt diese Fallstudie die in der Einführung gemachte Aussage, wonach die Morphodynamik von Seegats maßgeblich durch Tideströmungen geprägt wird, während der (Sturm-)Seegang für die Ebb-Deltas einen zusätzlichen wichtigen Steuerungsfaktor darstellt (DEAN, 1988; OOST, 1995).

5. Danksagung

Dieses Manuskript ist ein Beitrag zum IGCP-Projekt 367, "Late quaternary coastal records of rapid change: application to present and future conditions". Die Kartengrundlagen sowie die hydrologischen Daten vom Pegel Hörnum wurden vom Amt für ländliche Räume Husum freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

6. Schriftenverzeichnis

- BIEGEL, E. u. HOEKSTRA, P.: Morphological response characteristics of the Zoutkamperlaag, Frisian inlet (The Netherlands), to a sudden reduction in basin area. *In:* FLEMMING, B.W. AND BARTHOLOMÄ, A. (eds.), Tidal signatures in modern and ancient sediments. *Spec. Publ. of the Int. Ass. of Sedimentologists*, 24, 85–99, 1995.
- Bruun, P.: Stability of tidal inlets, theory and engineering. Developments in geotechnical engineering, 23, 510 pp., 1978.
- DEAN, R. G.: Sediment interaction at modified coastal inlets: processes and policies. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 29, 412–439, 1988.
- DEAN, R. G. u. WALTON, T. L.: Sediment transport processes in the vicinity of inlets with special reference to sand trapping. *In*: Cronin, J.L., (ed.), *Estuarine Research*, 2, Geology and Engineering, Academic Press, New York, pp. 129–149, 1975.
- EHLERS, J.: The Morphodynamics of the Wadden Sea. Rotterdam: Balkema, 397 p., 1988.
- EYSINK, W. D. u. BIEGEL, E. J.: Impact of sea-level rise on the morphology of the Wadden Sea in the scope of its ecological function. Investigations on empirical morphological relations. Rijkswaterstaat, dienst getijdewateren, ISO*2 Projekt, Phase 2, 73 pp., 1992.
- FITZGERALD, D. M.: Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 29, Ch. III, 187–225, 1988.
- GOLDENBOGEN, R; SCHROEDER, E.; KUNZ, H. u. NIEMEYER, H. D.: Zwischenbericht zum Forschungsvorhaben "WADE" (<u>Wa</u>dden Sea morphological <u>De</u>velopment). Niedersächsisches Landesamt für Ökologie Forschungsstelle Küste, Zwischenbericht zum BMBF-Forschungsprojekt MTK 0508 (unveröff.), 1994.
- HINRICHSEN, A. u. BEISSMANN, P.: Fachplan Küstenschutz Sylt, Fortschreibung. Amt für ländliche Räume, Husum: 109 S. (unveröff.), 1998.
- HOFSTEDE, J. L. A.: Morphologie des St. Peter-Ording-Sandes. *Die Küste*, H. 59, 143–172, 1997. HOFSTEDE, J. L. A.: Regional differences in the morphologic behaviour of four German wadden sea barriers. *Journal of Quaternary International*, 56: 99–106, 1999.
- KUNZ, H.; NIEMEYER, H. D.; GOLDENBOGEN, R. u. SCHROEDER, E.: Forschungsvorhaben WADE. Niedersächsisches Landesamt für Ökologie Forschungsstelle Küste, Abschlußbericht zum BMBF-Forschungsprojekt MTK 0508: 78 S. (unveröff.), 1988.
- NIEMEYER, H. D.: Ausbreitung und Dämpfung des Seegangs im See- und Wattengebiet von Norderney. Jahresbericht 1985 der Forschungsstelle Küste, 37: 49–95, 1985.
- NIEMEYER, H. D. U. KAYSER, R.: Variationen im lokalen Seegangsklima infolge morphologischer Änderungen im Riffbogen. Berichte der Forschungsstelle Küste, 41: 107–117, 1997.
- NUMMEDAL, D. u. FISCHER, I. A.: Process-response models for depositional shorelines: the German and the Georgia Bights. Proceedings of the 16th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York, pp. 1215–1231, 1978.

- O'BRIEN, M. P.: Estuary tidal prisms related to entrance areas. *Transactions of ASCE*, 1, 738–739, 1931.
- OERTEL, G. F..: Processes of sediment exchange between tidal inlets, ebb deltas and barrier islands. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, 29, Ch. IV, 297–318, 1988.
- Oost, A. P.: Dynamics and sedimentary development of the Dutch wadden sea with emphasis on the Frisian inlet. *Geologica Ultraiectina, Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen Universiteit Utrecht,* 126, 455 p., 1995.
- PANNEKOEK, A. J. (Hrsg.): Algemene Geologie. Tjeenk Willink by, Groningen: 533 S., 1976.
- SHA, L. P.: Variations in ebb-delta morphologies along the West and East Frisian islands, the Netherlands and Germany. *Marine Geology*, 89, 11–28, 1989.
- SHA, L. P.: Sedimentological studies of the ebb-tidal deltas along the West Frisian islands, the Netherlands. *Geologica Ultraiectina*, 64, 160 pp., 1990.
- SIEFERT, W.: North Sea tide and storm surge investigation. Proceedings of the 19th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York, pp. 1749–1764, 1984.
- SIEFERT, W., FAHSE, H.; MIESSNER, F.; RICHTER, H.-H.; TAUBERT, A. u. WIELAND, P.: Die Strömungsverhältnisse vor der Westküste Schleswig-Holsteins Ergebnisse eines KFKI-Meßprogramms. Die Küste, H. 35: 147–186, 1980.
- SPITTA, V.: Das Rätsel der Sandbank. Diplomarbeit am Geographischen Institut der CAU Kiel: 61 S. (unveröff.), 1998.
- WALTON, T. L. u. ADAMS, W. D.: Capacity of inlet outer bars to store sand. Proceedings of the 15th International Conference on Coastal Engineering, ASCE, New York, pp. 1919–1937, 1976.
- WITEZ, P.; BOCK, S. u. HOFSTEDE, J. L. A.: Modelluntersuchungen zur morphologischen Stabilität des Wattenmeeres bei einem beschleunigten Meeresspiegelanstieg. Schlußbericht zum BMBF Forschungsvorhaben MTK 0569: 117 S. (unveröff.), 1998.

Schwebstoffdynamik in der Trübungszone des Ems-Ästuars

Anwendung eines Analysekonzeptes für hoch aufgelöste und dauerhaft betriebene Gewässergütemessungen –

Von Frank Spingat u. Hocine Oumeraci

Zusammenfassung

Für zeitlich hochaufgelöste Gewässergütemessungen wurde ein Datenaufbereitungs- und Auswertekonzept zur Erfassung und Quantifizierung der ästuarinen Schwebstoffdynamik entwickelt und auf mehrjährige Messreihen aus dem Ems-Ästuar angewendet. Das Verfahren ermöglicht u. a. die Ermittlung abflussbedingter und jahreszeitlicher Änderungen der ästuarinen Schwebstoffdynamik sowie eine Charakterisierung der Schwebstoffdynamik über die Tidedauer. Dabei konnte aufgezeigt werden, dass die Oberwasserführung eine maßgebende Einflussgröße darstellt.

Die Untersuchungen entlang des Ästuars zeigten, dass der zum lokal höchsten Schwebstoffgehalt zugehörige Abfluss in stromaufwärtiger Richtung abnimmt, woraus eine stromaufwärtige Verlagerung der Trübungszone abgeleitet werden konnte. Als maßgebliche Ursache hierfür wurde ein resultierender stromauf gerichteter Schwebstofftransport in den Bereichen seewärts des Trübungsmaximums ermittelt.

Unter Berücksichtigung der abfluss- und jahreszeitlichen Einflussgrößen wurde die Schwebstoffführung zusammen mit der Salzgehaltsentwicklung für verschiedene Abflusszyklen abgeschätzt. Daraus ergaben sich, je nach Zyklus, Lageänderungen der Trübungszone von mehr als 30 km und signifikante Unterschiede der Schwebstoffkonzentration in der Trübungszone.

Die aus dem bisherigen Wissensstand postulierte Bedeutung der Gezeitenkräfte für die Schwebstoffdynamik in meso- und makrotidalen Ästuarien, die zu zyklischen Sedimentations-, Resuspensions- und Advektionsprozessen über die Tide führt, wurde durch die Untersuchungen im Ems-Ästuar eindeutig bestätigt. Darüber hinaus konnte auch die maßgebliche Wirkung des Oberwasserabflusses auf das Langzeitgeschehen in der Trübungszone quantifiziert werden. Es wurde insbesondere deutlich, dass bei niedriger Oberwasserführung bereits geringe Abflussänderungen zu erheblichen Unterschieden in der Schwebstoffführung führen.

Nennenswerte lokale Unterschiede der Tidewasserstände sowie der Flut- und Ebbedauer durch Abflussänderungen treten nur im Bereich oberhalb der Ledamündung bei mittlerer bis niedriger Oberwasserführung auf.

Maßgebliche Unterschiede konnten in der Salzgehaltsverteilung unterhalb der Ledamündung ermittelt werden, so dass abflussbedingte Änderungen der baroklinen Strömungen auftreten und zu veränderten Transportverhältnissen im Ems-Ästuar führen können.

Die Trübungszone in der Ems wandert, anders als in den meisten anderen Ästuarien, bei niedriger Oberwasserführung weiter stromauf als die Brackwasserzone. Die nur geringen Salzgehaltsschwankungen über die Tide sowie der longitudinal nahezu gleichbleibende Tidehub bei niedrigen Abflüssen weisen auf die stromaufwärts zunehmende Tideasymmetrie als Ursache dieser in den Süßwasserbereich reichenden Verlagerung der Trübungszone im Ems-Ästuar hin.

Mit der entwickelten Auswerte- und Analysemethodik, welche eine erhebliche Datenreduktion ermöglicht, konnte eine vergleichbare Datenbasis quasi-stationärer Zustände der Schwebstoffführung geschaffen werden. Das verwendete Aufbereitungs- und Auswertekonzept ist auf hochaufgelöste, dauerhaft betriebene Gewässergütemessungen in anderen Ästuarien übertragbar, die Ergebnisse sind hingegen ästuarspezifisch und gelten nicht ohne weiteres für andere Tideflüsse.

Summary

A concept for processing and evaluating data obtained from high resolution measurements was developed in order to understand and quantify the dynamics of suspended matter in estuaries. The concept was applied to data series from the Ems estuary covering a period of several years. Among other features, the method permits defining discharge-dependent and seasonal changes in the dynamics of estuarine suspended matter; it also can characterize suspended matter dynamics over the tidal period. River discharge could be shown to be a major factor of influence

Longitudinal distribution of concentrations of suspended matter shows that the discharge attached to the maximum suspension value decreases in upstream direction. This could indicate a shift of the turbidity zone in upstream direction with decreasing river discharge. A net sediment flux seaward of the turbidity maximum but pointing upstream was found to be the main

Considering seasonal and discharge-dependent factors of influence the suspended load and salinity were assessed for various discharge cycles. Depending on the investigated cycle, this resulted in location changes of the turbidity zone by more than 30 km and significant variations of

the suspended matter concentration.

Based on present knowledge, tidal forcing is of significant importance to the suspended sediment dynamics of meso- and macro-tidal estuaries and is the driving force to cyclic sedimentation, resuspension and advection. This was confirmed once again by the investigations in the Ems estuary. Moreover, it was possible to quantify the effect of river discharge on long term behaviour of the turbidity zone. It came to be obvious that during low discharges already minor variations of the discharge can lead to considerable changes of the suspended load. Significant local differences either in water levels or in flood and ebb duration occur only upstream of the Leda mouth during medium to low discharges.

A substantial effect of discharge behaviour on salinity distribution was determined for the reach below the Leda mouth. Consequently, density currents would affect sediment transport ca-

pacity in the estuary.

Opposed to the behaviour in most other estuaries, the turbidity zone in the Ems estuary migrates further upstream than the brackish water zone at low river discharge and penetrates even the fresh water region of the Ems. The reason for this phenomenon is likely to be the tidal asymmetry increasing in upstream direction demonstrated by small salinity variations during one tide and an almost constant tidal range along the river axis during low discharges.

The presented analysis method incorporates a substantial data reduction method and results in a data base of comparable quasi-stationary states of suspended matter load. The concept can be transferred and applied to high-resolution water quality data in other estuaries. The results presented here, however, are specific for the Ems estuary and cannot be reliably applied else-

where.

Inhalt

1.	Einleitung	161
2.	Schwebstoffdynamik in der Trübungszone; Prozesse und Wissensstand	163
	2.1 Grundlegende Prozesse	
	2.1.1 Hydrodynamische Prozesse	164
	2.1.2 Chemische und biologische Prozesse	166
	2.1.3 Komplexe Wechselwirkungen	168
	2.2 Wissensstand	
	2.2.1 Natur- und Laboruntersuchungen	170
	2.2.2 Numerische Modelluntersuchungen	173
	2.2.3 Zusammenfassung und Bewertung der bisherigen Untersuchungen	174
3.	Vorhandene Messstationen und verwendete Messsysteme	175
	3.1 Lokationen der Messstationen im Ems-Ästuar	176
	3.2 Messgrößen und Messtechnik	176
4.	Untersuchungsmethoden und Auswertekonzept	

	4.1 Kalibrierung der indirekten Messgrößen zur Bestimmung des Salz- und	
	Schwebstoffgehaltes	181
	4.1.1 Leitfähigkeitsmessungen	181
	4.1.2 Trübungsmessungen	181
	4.2 Messdatenaufbereitung	183
	4.3 Parametrisierung und Klassifizierung des Salz- und Schwebstoffgehaltes	183
	4.4 Auswertekonzept zur Erfassung der Schwebstoffdynamik	186
	4.4.1 Zielsetzung und Vorgehensweise	186
	4.4.2 Beschreibung des Auswertekonzeptes	187
5.	Auswertung und Diskussion der Ergebnisse	188
	5.1 Hydrographische Messgrößen im Ems-Ästuar	189
	5.1.1 Oberwasserführung	189
	5.1.2 Tide- und Strömungsverhältnisse	190
	5.1.3 Salzgehaltsverteilung	195
	5.1.4 Ergebnisdiskussion der hydrographischen Untersuchungen	198
	5.2 Schwebstoffdynamik im Trübungsgebiet des Ems-Ästuars	200
	5.2.1 Mittlere Schwebstoffführung während der Tide	200
	5.2.2 Abflussabhängige Schwankungen der Schwebstoffführung	201
	5.2.3 Jahreszeitliche Schwankungen der Schwebstoffführung für ein	
	mittleres Abflussjahr	202
	5.2.4 Schlussfolgerungen hinsichtlich ästuariner Transportprozesse für ein	
	mittleres Abflussjahr	206
	5.2.5 Quantitative Abschätzung der Schwebstoffakkumulation in der	
	Trübungszone für ein mittleres Abflussjahr	209
	5.2.6 Schlussfolgerungen hinsichtlich der räumlichen Variabilität der	
	Brackwasser- und Trübungszone	
6.	Empfehlungen für künftige Untersuchungen	211
	Symbolverzeichnis	
8	Schriftenverzeichnis	216

1. Einleitung

In Fließgewässern werden neben gelösten Stoffen erhebliche Feststoffmengen transportiert, die dann in die Meere gelangen. Etwa 85 % des Feststofftransportes in deutschen Tideflüssen entfallen auf Schwebstoffe, der Rest auf Geschiebe und Schwimmstoffe (HINRICH, 1975).

Im Übergangsbereich zwischen Süß- und Meerwasser weisen Flüsse einen Bereich erhöhter Schwebstoffführung auf, der sowohl die Schwebstoffkonzentrationen im Süß- als auch im Meerwasser um ein Vielfaches übersteigt. Dieser Bereich ist nicht nur mit erhöhter Trübung des Wasserkörpers, sondern auch mit vermehrten Schlickablagerungen an der Flusssohle verbunden und unterliegt hohen räumlichen und zeitlichen Änderungen in der Schwebstoffführung (Abb. 1).

Aus ingenieurwissenschaftlicher Sicht ist eine ausreichende Kenntnis der Gesetzmäßigkeiten, denen der ästuarine Schwebstofftransport im Brackwassergebiet unterliegt, von erheblicher Bedeutung. Insbesondere treten u. a. folgende praxisrelevante Fragestellungen auf, die mit der Schwebstoffdynamik in der Trübungszone verknüpft sind:

- Optimierung von Unterhaltungsmaßnahmen für Häfen und Wasserstraßen
- Beurteilung von Auswirkungen baulicher Eingriffe
- Planung und Durchführung von Baumaßnahmen in Flussabschnitten mit erhöhtem Schlickfall

Detaillierte Kenntnisse über die Dynamik der Schwebstoffführung werden auch für ökologische Fragestellungen benötigt. Schadstoffe lagern sich besonders an den Feinstfraktionen

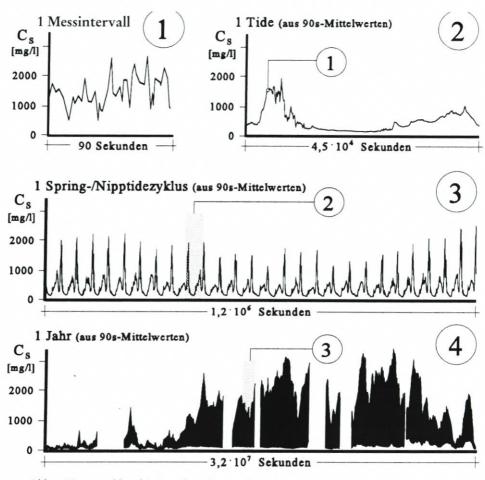


Abb. 1: Kurz- und langfristige Schwankungen der Schwebstoffführung in der Trübungszone

der Schwebstoffe an. Neben der unmittelbaren Belastung der Gewässer gelangen schadstoffhaltige Schwebstoffe auch in die Nahrungskette, wo diese weiter akkumulieren.

Aus einer erhöhten Schadstoffbelastung schlickiger Ablagerungen resultieren auch Anforderungen an deren ordnungsgemäße Entsorgung, was z.B. bei Baggergut zu erheblichen Mehrkosten führen kann.

Die Schwebstoffdynamik in Trübungszonen mit ihren komplexen hydrodynamischen, sedimentologischen, chemischen und biologischen Wechselwirkungen kann nach dem jetzigen Kenntnisstand noch nicht vollständig erklärt werden. Während die beteiligten Prozesse weitestgehend bekannt sind, bleiben deren quantitativer Einfluss und Zusammenwirken auf die Schwebstoffdynamik weiterhin umstritten. In diesem Zusammenhang sind Naturmessungen zur Erfassung der Schwebstoffführung in der Trübungszone sowie zum grundlegenden Verständnis der Prozesse in Ästuarien unverzichtbar. Zugleich werden Naturmessungen zur Kalibrierung und Verifikation numerischer Modelle dringend benötigt.

Bisher sind im Rahmen von Naturmessprogrammen hauptsächlich kurzfristige Vorgänge zur Ermittlung und Interpretation der Schwebstoffdynamik untersucht worden

(DYER, 1989). Frühere Messprogramme zur Erfassung der langfristigen Dynamik sind z. T. an unzureichenden Kenntnissen der entsprechenden Gesetzmäßigkeiten gescheitert, wie z. B. FÜHRBÖTER et al. (1989) belegen konnten.

Für dauerhaft betriebene Messungen konnten SCHULZE (1990) und GRABEMANN (1992) nachweisen, dass zeitlich hochaufgelöste und dauerhaft betriebene Punktmessungen wichtige Beiträge zum besseren Verständnis der Schwebstoffdynamik in der Trübungszone von Ästuarien ermöglichen.

Schwebstoffdynamik in der Trübungszone; Prozesse und Wissensstand

Die Trübungszone, im Übergangsbereich zwischen Meer- und Süßwasser gelegen, gilt als wichtigster Indikator des Transportregimes für suspendierbare Feststoffe im Tidegebiet. Der Trübungsverlauf in Abb. 2 reflektiert die Schwebstoffführung in einem Ästuar vom Meerwasser bis in den Süßwasserbereich. Zeitliche und räumliche Änderungen der Trübung hängen von einer Vielzahl hydrodynamischer, sedimentologischer, chemischer und biologischer Faktoren sowie deren Instationarität und ihrer komplexen Wechselwirkungen ab. Die Bedeutung hydrodynamischer Prozesse auf die Schwebstoffführung liegt in der Gestaltung der Transportvorgänge. Chemische und biologische Prozesse hingegen üben Einfluss auf die Eigenschaften der Schwebstoffe, insbesondere auf deren Sink- und Mobilisierungsvermögen aus. Die quantitative Bedeutung einzelner Einflussfaktoren auf die Dynamik suspendierbarer Feststoffe im Trübungsgebiet ist noch weitestgehend ungeklärt.

Nachfolgend werden grundlegende Einflussgrößen auf die Schwebstoffdynamik in Tideflüssen erläutert und der bisherige Wissensstand zum Verständnis insbesondere der längerfristigen Schwebstoffdynamik in Trübungsgebieten vorgestellt und bewertet.

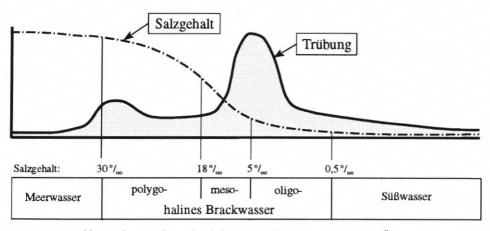


Abb. 2: Schematischer Salzgehalts- und Trübungsverlauf in einem Ästuar

2.1 Grundlegende Prozesse

2.1.1 Hydrodynamische Prozesse

(I) Gezeiten

Im Gegensatz zu tidefreien Flüssen mit eindeutig gerichteter Strömung herrscht in Ästuarien ein im Rhythmus der Gezeiten alternierendes Strömungs- und Transportsystem vor. Die Schwebstoffdynamik wird daher während der Tidedauer durch Resuspensions-, Advektions- und Sedimentationsvorgänge geprägt (vgl. Abb. 3). Dabei wird deutlich, dass der resultierende Schwebstofftransport auch maßgeblich vom Strömungsgeschehen im unterkritischen Geschwindigkeitsbereich geprägt ist (vgl. Abb. 4).

Die Transportprozesse für Schwebstoffe unterscheiden sich grundlegend von denen des Wasserkörpers. Eine Angleichung der Prozesse erfolgt erst, wenn die Schwebstoffe während der gesamten Tide in Suspension bleiben. Dafür in Frage kommende Schwebstoffe, die sehr geringe Sinkgeschwindigkeiten aufweisen, leisten dann jedoch keinen Beitrag zu den hohen räumlichen und zeitlichen Änderungen der Schwebstoffführung in der Trübungszone.

Neben lokaler Gezeitenwirkung während der Tide treten entlang eines Tidegebietes auch Änderungen im Tidegeschehen infolge Reibung und Reflexion auf. Kennzeichnende Merkmale sind die in Fortschrittsrichtung der Tide zunehmenden Tidewasserstände sowie die abnehmende Flut- und Flutstromdauer mit den entsprechenden Zunahmen der jeweiligen Ebbegrößen.

(II) Barokline Strömungen in der Brackwasserzone

Die Brackwasserzone wandert entsprechend der Fließbewegung des Wasserkörpers im Rhythmus der Gezeiten flussauf- und -abwärts. Die landwärtigste Lage während der Tide nimmt die Brackwasserzone bei Flutstromkenterung, die seewärtigste Lage bei Ebbestromkenterung ein (vgl. Abb. 5).

Neben der longitudinalen Salzgehaltsverteilung muss zur Erfassung dichteinduzierter Strömungen auch die Salzgehaltsverteilung über die Lotrechte berücksichtigt werden. In tidefreien Gewässern bildet sich entlang eines Flusses eine klare Schichtung des Wasserkörpers in der Brackwasserzone aus. Das schwerere Meerwasser dringt bodennah in den Fluss ein, während das leichtere Süßwasser entsprechend oberflächennah ausströmt. Dabei wird an der Grenzschicht der beiden Wasserkörper vom Süßwasser infolge turbulenter Diffusion salzhaltiges Meerwasser aufgenommen. Als Folge davon strömt salzhaltiges Meerwasser an der Sohle stromauf, so dass sich ein Salzkeil ausbildet, dessen sohlnahe Spitze am weitesten stromauf vordringt.

Die turbulente Diffusion kontrolliert somit die Durchmischungsverhältnisse und das dichteinduzierte Strömungssystem. Die Stärke der turbulenten Diffusion wird im Wesentlichen von folgenden Einflussfaktoren geprägt:

- Gezeiten
- Abflussverhältnisse
- Flussgeometrie
- Seegang

Da die Gezeiten die maßgeblichste Einflussgröße darstellen, kann der Durchmischungszustand in erster Näherung durch den Tidehub beschrieben werden. Für makrotidale Ästuarien wird i. Allg. von guter Durchmischung ausgegangen. Mesotidale Ästuarien lassen teilweise durchmischte Verhältnisse erwarten, wohingegen Ästuarien mit geringem Tidehub eine ausgeprägte Schichtung aufweisen.

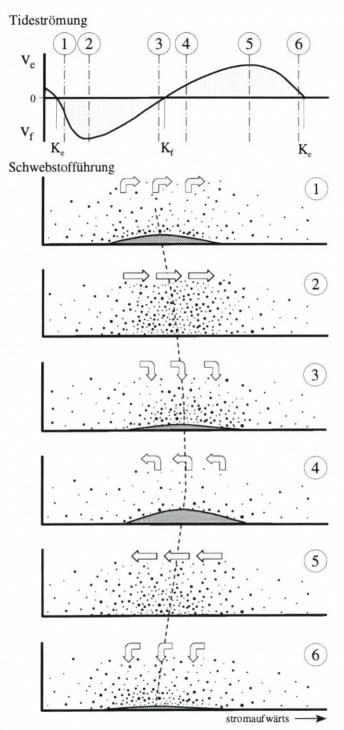
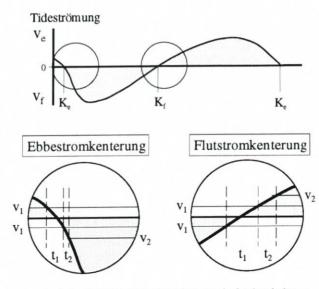


Abb. 3: Schwebstoffdynamik im Bereich der Trübungszone eines Ästuars während einer Tide (schematisch)



 v₁: minimale Fließgeschwindigkeit zur Aufrechterhaltung des Suspensionszustandes

V₂: minimale Fließgeschwindigkeit zur Erosion der Sohle t₁: Sedimentationsdauer (≅ maximal mögliche Sedimentationsverzögerung)

t₂: Erosionsverzögerung

Abb. 4: Sedimentations- und Erosionsverlauf im Bereich der Flut- und Ebbestromkenterung (schematisch)

2.1.2 Chemische und biologische Prozesse

Im ästuarinen Milieu wird die Schwebstoffdynamik ebenso von der sich ständig ändernden chemischen Zusammensetzung des Wassers und den fluktuierenden biologischen Verhältnissen geprägt.

Chemische und biologische Prozesse ermöglichen die Bildung von Schwebstoffflocken¹, -agglomeraten² und -aggregaten³. Die veränderlichen Materialeigenschaften der Feststoffmatrix stehen in Wechselwirkung zu deren Sinkeigenschaften und Erosionsfestigkeiten.

Bildung und Wachstum der Schwebstoffstrukturen werden durch Bindungskräfte einerseits und Scherkräfte andererseits bestimmt. Während Art und Größe der Bindungskräfte im Wesentlichen von der Schwebstoffzusammensetzung und -konzentration geprägt sind, werden die angreifenden Scherkräfte durch die hydrodynamischen Bedingungen reguliert.

¹ Flocken: Zusammenhalt der Partikel durch elektrochemische Bindung

² Agglomerate: Zusammenhalt der Partikel durch relativ schwache Bindungskräfte wie Oberflächenspannungen oder klebrige organische Substanzen

³ Aggregate: Zusammenhalt der Partikel durch starke Bindungskräfte wie Kohäsion oder zwischenmolekulare Kräfte

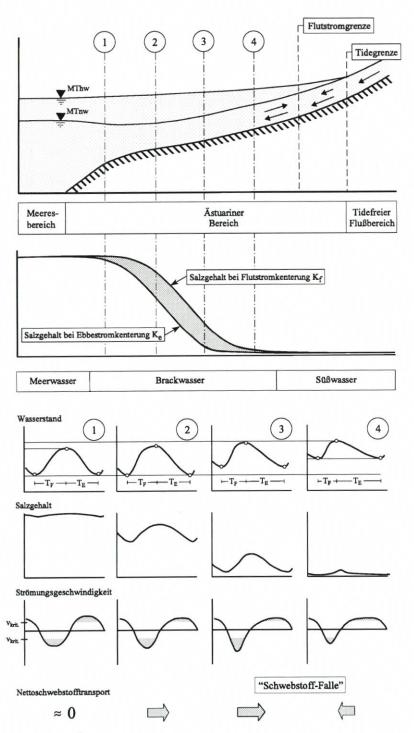


Abb. 5: Longitudinale Änderungen der Salzgehaltsverhältnisse und Transportbedingungen in einem Ästuar (schematisch)

(I) Elektrochemische Einflüsse

Die elektrochemische Bindung sowie die Stabilität grobdisperser Systeme⁴ wird durch Wechselwirkungen von anziehenden und abstoßenden Kräften bestimmt. Als abstoßende Kräfte wirken i. Allg. die elektrischen Doppelschichtkräfte aufgrund ihrer negativen Oberflächenladung. Als anziehende Kräfte kommen die van der Waals-Kräfte in Frage, die aus dem Energiegewinn bei Überlagerung elektromagnetischer Felder zweier sich annähernder Partikel resultieren.

In der Brackwasserzone wird sowohl durch den ansteigenden Salzgehalt das Abstoßungspotential verringert als auch durch folgende Prozesse äußere Energie zugeführt:

- Kollision von Teilchen aufgrund der Turbulenzen im Wasserkörper
- Kollision von Teilchen aufgrund unterschiedlicher Sinkgeschwindigkeiten
- Brownsche Molekularbewegung

Diese Prozesse können zu einer Überwindung der Abstoßungskräfte führen und eine Flockenbildung ermöglichen. Der Prozess aus Entstabilisierung der Suspension einerseits und dem Transport der Partikel andererseits wird als Koagulation bezeichnet.

Bei geringer Turbulenz können sich lockerere Flockenstrukturen mit i. Allg. niedrigeren Sinkgeschwindigkeiten ("Fallschirmeffekt") ausbilden, die bei Zunahme der Scherkräfte wieder aufbrechen. Unter hochgradig turbulenten Bedingungen werden hingegen oftmals erhöhte Sinkgeschwindigkeiten kompakter Flockenstrukturen beobachtet.

(II) Biologische Einflussgrößen

Die Bildung komplexer Schwebstoffstrukturen kann auch durch biogene Prozesse beeinflusst werden. Durch die Umhüllung mit organischen Kittsubstanzen, sog. "Coatings", können mineralische Bestandteile miteinander verkleben, wodurch Koagulationsbedingungen verändert werden.

Bedingt durch klimatische und jahreszeitliche Schwankungen der Bioaktivität unterliegt der organische Anteil der Schwebstoffe ständigen Änderungen. Darüber hinaus wird die Biomasse vom halinen Milieu geprägt, wodurch es in der Brackwasserzone zu einem Artenminimum an Mikroorganismen kommt, welches auf die zumeist unverträglich großen Salzgehaltsschwankungen zurückzuführen ist. In den angrenzenden Bereichen bilden sich Sterbezonen des marinen bzw. limnischen Zooplanktons, dieses führt zu erhöhtem Eintrag organischen Materials.

Trotz der insgesamt nur geringfügigen Änderungen des organischen Anteils am Gesamtschwebstoffgehalt bei massebezogener Betrachtung können signifikante Veränderungen der Sinkeigenschaften aufgrund der erheblichen Volumenzunahme der organischen Anteile auftreten.

2.1.3 Komplexe Wechselwirkungen

Auch wenn schon einzelne Einflussfaktoren die Akkumulation von Schwebstoffen in der Trübungszone ermöglichen, sind in der Natur keine monokausalen Zusammenhänge für die Schwebstoffführung in Ästuarien verantwortlich. Erst die Gesamtheit der Einflussfaktoren, die untereinander in komplexen Wechselbeziehungen stehen, prägen die individuelle Schwebstoffdynamik eines Ästuars.

⁴ Die in Ästuarien suspendierten Feststoffe können als grobdisperse Systeme angesehen werden

Stark vereinfacht können wesentliche Wirkzusammenhänge auf die Schwebstoffführung in Ästuarien entsprechend Abb. 6 zusammengefasst werden.

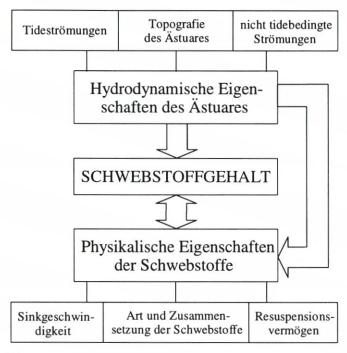


Abb. 6: Wesentliche Mechanismen und Einflussgrößen auf die Schwebstoffdynamik in Ästuarien sowie deren Wechselwirkungen

2.2 Wissensstand

Erste, überwiegend deskriptive Untersuchungen zur Schwebstoffführung in Ästuarien wurden bereits Mitte des letzten Jahrhunderts von HAGEN (1856) und HÜBBE (1860) durchgeführt. Weitere Erkenntnisse zur Schwebstoffführung haben die Untersuchungen von SEYFERT (1894) und die Beobachtungen von MAYER (1879) hinsichtlich der beschleunigenden Wirkung von Kochsalzlösungen bei Absetzvorgängen "thoniger Erden" geliefert.

Biologische Prozesse wurden auch schon frühzeitig zur Erklärung der Schlickbildung in Ästuarien herangezogen (vgl. BODÉ, 1915). In der Brackwasserzone wurde von REMANE (1934) ein Artenminimum an Mikroorganismen festgestellt, das er auf unverträglich hohe Salzgehaltsschwankungen zurückführte.

LÜDERS (1930) stellte eine Ungleichheit der Transportbedingungen bei Flut- und Ebbestrom fest, die zu erhöhtem stromaufwärtigen Feststofftransport im Bereich niedriger Tidewasserstände führt. Auch HENSEN (1941 u. 1953) sah in den hydrographischen Randbedingungen die Ursache erhöhter Ablagerungen in Ästuarien. POSTMA und KALLE (1955) entwickelten die Vorstellung einer Schwebstofffalle infolge dichteinduzierter Zirkulation in der Brackwasserzone, die eine Akkumulation von Schwebstoffen am süßwasserseitigen Kopf der Brackwasserzone ermöglicht.

170

In den 70er Jahren entstanden numerische Schwebstofftransportmodelle für Ästuarien. FESTA und HANSEN (1978) konnten erstmals die Akkumulation von Schwebstoffen in der Brackwasserzone infolge dichteinduzierter Strömungen simulieren.

2.2.1 Natur-und Laboruntersuchungen

Zur Erfassung und Interpretation der Schwebstoffdynamik in Ästuarien wurden verschiedene Messkonzepte verfolgt. Maßgebliche Parameter wurden dabei sowohl in Längsals auch in Querschnittsmessungen mit unterschiedlicher Datendichte ermittelt. Aufgrund laufender geräte- und datenerfassungstechnischer Verbesserungen konnten mit der Zeit sowohl die Datendichte erhöht als auch das Beobachtungsintervall verlängert werden. Mit dem heutigen Stand der Technik sind für verschiedene Parameter punktuelle Dauermessungen im Fließquerschnitt möglich.

Laboruntersuchungen hingegen beschränken sich weitgehend auf die Ermittlung physikalischer Eigenschaften der Schwebstoffe und deren Änderungen unter verschiedenen Randbedingungen. Für die Erfassung und Interpretation der Schwebstoffdynamik in Ästuarien stehen daher Laboruntersuchungen zum Sink- und Erosionsverhalten der Schwebstoffe im Vordergrund.

Bisherige Untersuchungen konnten aufzeigen, dass für die Bildung der Trübungszone in Ästuarien mit geringem Tidehub und schlechter Durchmischung hauptsächlich dichteinduzierte Strömungen verantwortlich sind (vgl. NICHOLS u. POOR, 1967; MEADE, 1972).

Bei guter Durchmischung in makrotidalen Ästuarien werden die Tideverhältnisse bzw. die resultierenden Transportbedingungen als maßgebliche Einflussgröße auf die Trübungszone angesehen (MEADE, 1972; ALLEN u. CASTAING, 1973). Bei starken Unterschieden im Spring-/Nipptidehub können sogar unterschiedliche Transportbedingungen vorherrschen, die bei Springtide zu einem resultierend stromaufwärtigen und bei Nipptide zu einem resultierend stromabwärtigen Schwebstofftransport führen.

ALLEN et al. (1980) erläuterten Änderungen im Schwebstofftransport bei stromaufwärts zunehmender Asymmetrie der Tide einerseits und abnehmendem Tidehub andererseits, wodurch ein bereichsweise stromauf gerichteter Schwebstofftransport ermöglicht wird. UNCLES et al. (1985 und 1986) zeigten auf, dass dichteinduzierte Strömungen im stromabwärtigen Teil eines Ästuars die abflussbedingten Fließgeschwindigkeiten überschreiten können und der daraus resultierende stromaufwärtige Schwebstofftransport auch in makrotidalen Ästuarien einen Beitrag zur Entstehung von Trübungszonen liefert.

WELLERSHAUS (1981 u. 1982) geht davon aus, dass nicht einfache Ursache-Wirkung-Systeme die Schwebstoffdynamik in Ästuarien erklären können. Bei den Messungen in der Weser konnte eine Übereinstimmung der Lage des Trübungsmaximums mit dem Punkt im Ästuar beobachtet werden, an dem sohlnah gegen null strebende Reststömungen⁵ auftreten.

Nach Wellershaus reicht die dichteinduzierte Zirkulation allein nicht aus, um die hohen Schwebstoffkonzentrationen in der Trübungszone zu erklären. Die grundsätzliche Ansammlung von Partikeln geringer Sinkgeschwindigkeit durch Dichteströmungen im Bereich des Salzkeiles wird jedoch bestätigt. Vielmehr wird in dem unterschiedlichen Resuspensionsund Transportvermögen sowohl über die Tide als auch infolge Spring-/Nipptideschwankungen und instationärer Oberwasserführung der komplexe Mechanismus für die Akkumu-

⁵ vgl. auch "Gleichgewichtspunkt" nach HENSEN (1941 und 1953)

lation von Schlickablagerungen sowie deren Variabilität im Weser-Ästuar gesehen. Aufgrund der Vorversalzung der Weser treten Koagulationseffekte nicht in Erscheinung.

GRABEMANN und KRAUSE (1989 u. 1991) sowie SCHULZE (1990) haben erstmals dauerhaft betriebene Messungen an jeweils ortsfesten Lokationen zur Beschreibung der Schwebstoffdynamik in Ästuarien ausgewertet.

Grabemann und Krause konnten bei Messreihen in der Unterweser (Blexen) eine gleichbleibende Charakteristik der Schwebstoffgehaltsschwankungen über die Tide feststellen. Neben abflussbedingten Unterschieden in der Schwebstoffführung konnten insbesondere Spring-/Nipptideschwankungen der Schwebstoffkonzentration aufgezeigt werden. Darüber hinaus traten signifikante Verschiebungen der Bereiche hoher Schwebstoffgehalte während der Tide in Abhängigkeit der Oberwasserführung auf.

Die Entwicklung der Trübung über die Tide ergibt sich demnach aus den Wechselwirkungen zwischen "sekundären erschöpfbaren Materialdeponien am Boden" und der Aufwirbelung von Partikeln in die Wassersäule. Die Ganglinie des Schwebstoffgehaltes über die Tide an einer ortsfesten Lokation "ergibt sich aus der Überlagerung der örtlichen Prozesse – Resuspension, Erschöpfung der Quelle und Sedimentation – sowie der Advektion" (GRABEMANN, 1992). Weiterhin wurde die enge Koppelung der Trübungszone an den Bereich niedriger Salzgehalte bestätigt.

Auswertungen von Langzeitmessungen in Weser und Elbe (GRABEMANN et al., 1996) zeigten vergleichbare Entwicklungen der Schwebstoffführung sowohl über den Spring-/Nipptide- als auch über den saisonalen Zyklus. Im Gegensatz zum Weser-Ästuar wird in der Elbe nur eine geringe zeitliche Verschiebung der maximalen Schwebstoffkonzentration im Flut- bzw. Ebbestrom zwischen landwärtiger und seewärtiger Lage des Trübungsmaximums erkennbar.

SCHULZE (1990) konnte für dauerhaft betriebene Trübungsmessungen im Ems-Ästuar (Gandersum) ebenfalls komplexe Einflüsse aus lokaler Sedimentation und Resuspension sowie advektivem Transport auf die Schwebstoffführung über die Tide nachweisen. Darüber hinaus wurde eine große Variabilität der Schwebstoffführung in Abhängigkeit vom Abfluss und der damit verbundenen Verlagerung der Brackwasserzone sowie über den Messzeitraum festgestellt.

Die insbesondere bei niedrigen Oberwasserabflüssen in Gandersum erkennbare Variabilität in der Schwebstoffführung wurde durch unterschiedliche Transportbedingungen mit resultierend stromaufwärtigem Schwebstofftransport bei Oberwasserabflüssen unterhalb von Q_o = 50 m³/s erklärt.

Bedingt durch länger andauernde Oberwasserführung unterhalb von 50 m³/s in den Sommermonaten leitete SCHULZE eine Akkumulation von Schwebstoffen in der Trübungszone ab. Wieder zunehmender Oberwasserabfluss und damit verbundene stromabwärtige Verlagerung der Trübungszone wurden als Ursache für den lokalen Anstieg der Schwebstoffgehalte in den Herbstmonaten angenommen.

Naturmessungen zur Schwebstoffführung in Ästuarien wurden durch umfangreiche Arbeiten zum Resuspensions- und Sedimentationsverhalten ergänzt. Im Rahmen experimenteller Laboruntersuchungen wurden Sinkgeschwindigkeitsänderungen infolge unterschiedlicher Flockendurchmesser, Flockendichte, Feststoffzusammensetzung, Feststoffkonzentration, Salinität und Turbulenz untersucht.

Entsprechende Laboruntersuchungen zur Wirkung des Salzgehaltes auf die Sinkgeschwindigkeit der Schwebstoffe weisen keine einheitliche Tendenz hinsichtlich des Sinkverhaltens auf (vgl. OWEN u. ENG, 1970; BRANDT, 1985; METHA, 1986; KLÜNDER, 1988; DE VRIES, 1989). Ähnlich uneinheitliche Wirkzusammenhänge ergaben sich zwischen der Sink-

geschwindigkeit und dem Feststoffgehalt (vgl. OWEN u. ENG, 1970; BRANDT, 1985; KLÜNDER, 1988).

Laboruntersuchungen belegen, dass eine generelle Übertragbarkeit der ermittelten Ergebnisse auf Naturverhältnisse nicht möglich ist. Die im Labor erzielten Resultate müssen vielmehr als probespezifisch angesehen werden. OWEN u. ENG (1970), PULS et al. (1985) und EISMA (1986) weisen darauf hin, dass Laboruntersuchungen die Sinkgeschwindigkeitsverhältnisse in der Natur nur unvollkommen widerspiegeln. Bedingt durch Entnahme, Sedimentation, Transport und Lagerung bis zur Analyse im Labor treten Veränderungen der Materialstruktur auf. Darüber hinaus werden die Flockenbildung und -größe sowohl durch die Versuchseinrichtung als auch durch die gegenüber der Natur unterschiedlichen Turbulenzverhältnisse beeinflusst, was zu Abweichungen gegenüber In-Situ gemessenen Sinkgeschwindigkeiten bis zu einer Zehnerpotenz (DELO u. BURT, 1986) beiträgt.

Auch bekannte Feldmessverfahren zur Bestimmung der Sinkgeschwindigkeit (z.B. "Owen-Tube"; vgl. Owen, 1971; Burt u. Stevenson, 1983; Puls u. Kühl, 1986; Schulze et al., 1989) lösen dieses Problem nicht vollständig, da der Sedimentationsprozess zur Bestimmung der Geschwindigkeitsverteilung, im Gegensatz zur Natur, unter ruhigen Bedingungen abläuft (vgl. Burt, 1986).

Sinkgeschwindigkeitsuntersuchungen für das Ems-Ästuar wurden bei DE VRIES (1989), SCHULZE et al. (1989), SCHULZE (1990) und VAN LEUSSEN (1996) ausgewertet. VAN LEUSSEN (1996) wies einen signifikanten Einfluss der Makroflockenbildung auf die Schwebstoffdynamik bei Stromkenterung nach, welcher, bedingt durch die üblichen Methoden zur Ermittlung der Sinkgeschwindigkeit, bisher nur unzureichend erfasst wurde.

Als weitere mögliche Ursache der erhöhten Trübe in Flussmündungsbereichen wurden auch biogene Einflüsse diskutiert, wobei NÖTHLICH (1967) jedoch davon ausgeht, dass der Bildungsmechanismus der Trübungszone rein hydrographischer Natur ist (vgl. auch CASPERS, 1968) und Absterbevorgänge innerhalb der Trübungszone derartig hohe Trübungskonzentrationen nicht hervorrufen können.

GREISER (1988) konnte außerhalb der Brackwasser- und Trübungszone der Elbe jahreszeitabhängige Veränderungen der Schwebstoffmatrix nachweisen. Eine Aufkonzentration der Schwebstoffe in der Wassersäule durch Verbesserung der Schwebefähigkeit wurde schon durch geringes mikrobielles Wachstum erreicht, dabei traten Volumenanteile der biogenen Partikelmatrix von über 90 % auf. Eine wesentliche Ursache der Flockenbildung sieht GREISER in der Verklebung von mineralischen und detritischen Partikeln.

SCHUCHARDT (1990) führte Untersuchungen zum Einfluss hydrodynamischer Größen auf die organische Phase der Schwebstoffe im Weser-Ästuar durch. Dabei konnten eine Verringerung des organischen Schwebstoffanteiles und dessen Zusammensetzung vom tidefreien Bereich über den Süßwasserbereich des Ästuars bis in die Trübungszone nachgewiesen werden. Während Epibakterien eine den anorganischen Anteilen vergleichbare Akkumulation in der Trübungszone aufwiesen, wurden für das lebende Phytoplankton sowie für freie Bakterien keine Akkumulationseffekte festgestellt. Dieses führt SCHUCHARDT darauf zurück, dass letztere zu den permanent suspendierten Fraktionen gehören und keinem Sedimentations- und Resuspensionszyklus unterliegen, wie dieses bei Epibakterien der Fall ist. Der organische Anteil der Schwebstoffe insgesamt wies jedoch eine ähnliche Dynamik wie der Gesamtschwebstoffgehalt auf.

Ähnlich signifikante Abnahmen des organischen Schwebstoffanteils von über 50 % im Süßwasser auf weniger als 15 % in der Trübungszone der Ems hatte auch POSTMA (1960 u. 1961) nachgewiesen.

2.2.2 Numerische Modelluntersuchungen

Abgesehen von einigen Modellen zur Erfassung dichteinduzierter Strömungs- und Austauschvorgänge in Ästuarien haben erstmals FESTA und HANSEN (1978) ein numerisches Modell verwendet, um die Entstehung von Trübungszonen in Ästuarien infolge partieller Durchmischung von Süß- und Meerwasser zu erklären. Mit dem Modell konnte eine prinzipielle Abhängigkeit der Schwebstoffführung vom Frischwassereintrag an der Süßwassergrenze, von der Sinkgeschwindigkeit der Schwebstoffe und den süß- und meerwasserseitigen Schwebstoffkonzentrationen nachgewiesen werden.

Zahlreiche Untersuchungen und Fallstudien zur Schwebstoffdynamik in Ästuarien wurden insbesondere in den 80er Jahren mit dem 3-D-Strömungs- und Transportmodell TISWAT bzw. TISAT-S durchgeführt. Es konnte nachgewiesen werden, dass

- die Dynamik kohäsiver Sedimente eine wesentliche Einflussgröße auf die Trübung in Ästuarien darstellt und die Modellierung entsprechender physikalischer und chemischer Einflussfaktoren von Bedeutung ist (vgl. MARKOFSKY et al., 1985).
- die Trübungszone mesotidaler Ästuarien signifikant durch den Schwebstofftransport infolge "Tidal Pumping" geprägt ist (vgl. LANG et al., 1987).
- die Trübungszone infolge vergrößertem Tidehub stromaufwärts verlagert wird (vgl. LANG et al., 1987).

LANG (1990) hat die Schwebstoffdynamik im Weser-Ästuar simuliert und mit Daten aus der Messkampagne MASEX '85 verglichen. Für die Parameter Wasserstand, Strömungsgeschwindigkeit und Salzgehalt konnte eine gute Übereinstimmung erzielt werden. Bei der Simulation der Schwebstoffführung traten jedoch noch unbefriedigende Abweichungen der Modellergebnisse von den Naturmessungen im Bereich der Stromkenterung sowie ein zu hoher seewärtig gerichteter Schwebstofftransport bei Ebbestrom auf. Der daraus bedingte hohe Schwebstoffaustrag aus der Trübungszone widerspricht der messtechnisch belegten Stabilität dieses Bereiches und konnte im Modell nur durch hohe resuspensionsfähige Materialquellen ausgeglichen werden.

Folgende Punkte können als wesentliche Ergebnisse der von LANG (1990) durchgeführten numerischen Untersuchungen der Schwebstoffdynamik im Weser-Ästuar angesehen werden:

- Stromauf gerichteter Schwebstofftransport kann auch bei stromab gerichtetem Transport des Wasserkörpers erfolgen.
- Resuspendierbare Quellen sind grundsätzlich zur Bildung und Aufrechterhaltung der Trübungszone notwendig.
- Der vertikale Austausch hat einen größeren Einfluss auf die Schwebstoffdynamik als die residuelle Zirkulation.
- Die Dynamik und Akkumulation der Schwebstoffe in der Trübungszone ist, bedingt durch unterschiedliche Gewichtung verschiedener Akkumulationsmechanismen, in erheblichem Maße von der Stärke der Gezeiten (Tidehub) abhängig.

LENORMAND et al. (1993) und MALCHEREK (1995) haben zur Simulation der Schwebstoffdynamik in Ästuarien das Modell TELEMAC-3D verwendet, welches einen Ansatz zur Erfassung der Flokkulation/Deflokkulation in Abhängigkeit der Turbulenz beinhaltet.

Die Simulation der Messkampagne MASEX '85 von MALCHEREK (1995) zeigte gegenüber der Modellierung von LANG (1990) eine verbesserte Erfassung der Schwebstoffdynamik im Bereich der Stromkenterung. Trotzdem konnte auch MALCHEREK (1995) keine Betrachtungen zum Langzeitgeschehen durchführen, da die Modellergebnisse auf einen erheblichen Austausch von Schwebstoffen über die gewählten Modellgrenzen hinaus hindeuteten. Der Kenntnisstand zur Schwebstoffdynamik im Weser-Ästuar konnte um folgende Zusammenhänge erweitert werden:

- Die Dynamik der Makroflocken ist für die Schwebstoffdynamik insbesondere im Bereich der Stromkenterung von erheblicher Bedeutung.
- Akkumulationseffekte in der Trübungszone werden von den in Suspension befindlichen Schwebstoffen nur unterproportional wiedergegeben.
- Verschiebungen der Trübungszone z. B. infolge instationären Oberwasserabflusses treten mit einiger Zeitverzögerung auf, da temporäre Schlickablagerungen an der Sohle innerhalb einer Tide nicht vollständig verlagert werden können.

Die Entwicklung der numerischen Modelltechnik geht in Richtung hochauflösender zweibis dreidimensionaler Modelle (ZIELKE et al., 1996). Tidegemittelte Modelle sind zur Erfassung der Schwebstoffdynamik ungeeignet, weil keine Sedimentations- und Erosionsvorgänge erfasst werden können (LANG, 1990). Augenblicklich werden hochauflösende Modelle hauptsächlich für Kurzzeitstudien eingesetzt. ZIELKE et al. (1996) sehen zukünftig jedoch erweiterte Anwendungsmöglichkeiten, die von der Verfügbarkeit geeigneter Messdaten als Rand- und Anfangswerte sowie zur Kalibrierung abhängen.

2.2.3 Zusammenfassung und Bewertung der bisherigen Untersuchungen

Naturmessungen haben gezeigt, dass eine Vielzahl möglicher Einflussgrößen auf die Schwebstoffdynamik sowie deren räumliche Variabilität bislang nicht bzw. nicht hinreichend erkannt werden konnten. Dabei wurde deutlich, dass eine über die zyklischen Prozesse während der Tide hinausgehende Dynamik der Trübungszone vorhanden ist, die nicht hinreichend beschreibbar ist.

Kurzzeitige Messungen über eine oder mehrere Tiden können die Dynamik der Trübungszone nur unzureichend erfassen. Ohne nähere Kenntnisse der "Vorgeschichte" führen Kurzzeitmessungen zu Fehlinterpretationen der Schwebstoffdynamik und sind nicht in der Lage, unterschiedliche Schwebstoffführungen bei wiederholten Messungen unter vergleichbaren Randbedingungen zu erklären. Daher wird die Variabilität der Schwebstoffführung in der Trübungszone erst durch dauerhaft betriebene Messungen ausreichend erfassbar.

Erste Auswertungen dauerhaft betriebener Feldmessungen konnten die Dynamik der Schwebstoffe auf der Zeitachse aufzeigen. Durch begleitende Messungen weiterer Parameter, insbesondere zur Erfassung hydrologischer Änderungen wurden kausale Zusammenhänge beschrieben sowie deren Wirkungen auf die Schwebstoffdynamik erfasst.

Laboruntersuchungen zeigten hingegen deutlich, dass eine Übertragbarkeit der Ergebnisse auf die Natur nur bei Berücksichtigung naturnaher Randbedingungen Erfolg versprechend ist und daher auf erhebliche Schwierigkeiten stößt.

Bei der numerischen Modellierung der Schwebstoffdynamik in Ästuarien sind von der Anwendung als Prinzipmodell zur Simulation natürlicher Ästuarien große Fortschritte erzielt worden. Die numerische Simulation der Schwebstoffführung über die Tide zeigt z. T. beachtliche Übereinstimmung mit Naturmessungen. Dennoch haben die zuvor diskutierten numerischen Modelle gezeigt, dass diese ebenfalls nicht in der Lage sind, die langfristige Dynamik der Trübungszone zufriedenstellend zu simulieren.

Folgende generelle Tendenzen der Schwebstoffführung wurden, trotz individueller Charakteristik der verschiedenen Ästuarien, aus den vorangegangenen Betrachtungen erkennbar:

- Die Mechanismen zur Akkumulation von Schwebstoffen in der Trübungszone sind vorwiegend hydrographischer Natur. Elektrochemische und biogene Prozesse werden als Initialgrößen für erhöhte Schwebstoffgehalte weitestgehend ausgeschlossen, deren Einfluss auf die Schwebstoffdynamik insgesamt jedoch nicht in Frage gestellt.
- In mikrotidalen Ästuarien dominiert die Wirkung dichteinduzierter Strömungen auf die Schwebstoffdynamik in der Trübungszone, während bei zunehmendem Tidehub die Gezeitenkräfte an Bedeutung gewinnen. Barokline und tidebedingte Einflüsse variieren entlang des Ästuars und liefern unterschiedliche Beiträge zur Gesamtdynamik der Schwebstoffe. Das Zentrum der Trübungszone liegt im Bereich sohlnah gegen null strebender Restströmungen.
- Die Verlagerung der Trübungszone ist auf Änderungen in den Transportprozessen der Schwebstoffe zurückzuführen, die durch Sedimentations-, Resuspensions- und Advektionszyklen während der Tide geprägt sind. Dabei sind Schwebstoffe, die durch temporäre Ablagerungen dem Transportprozess zeitweise entzogen werden und nicht mit jeder Tide resuspendiert werden können, von erheblicher Bedeutung.

Für die weitere Verbesserung des Kenntnisstandes soll nachfolgend ein Auswertekonzept zur Quantifizierung der Variabilität in der Schwebstoffführung im Bereich der Trübungszone infolge längerfristig wirkender Einflüsse aus mehrjährigen, zeitlich hochaufgelösten Messreihen formuliert werden. Diese ästuarunabhängige Methodik wird beispielhaft an Messreihen aus dem Ems-Ästuar vorgestellt.

Ausgehend von diesen mehrjährigen Messreihen werden charakteristische Merkmale der Schwebstoffführung über die Tidedauer parametrisiert. Diese Vorgehensweise ermöglicht "quasi-stationäre" Zustandsbetrachtungen und führt zu einer erheblichen Datenreduktion. Durch die Verwendung hydrologischer Randbedingungen und zyklischer Hilfsgrößen erfolgt eine quantitative Bewertung wesentlicher Wirkmechanismen auf die Schwebstoffdynamik.

Bedingt durch die Analyse von Datenkollektiven ermöglicht die Methodik keinen Einblick in die veränderte Schwebstoffführung bei singulären Ereignissen (z.B. Sturmfluten). Darüber hinaus werden klimatische Wechselwirkungen und anthropogene Einflüsse ebenfalls ausgeklammert.

Das Vorgehen zur Erfassung der Schwebstoffdynamik stellt insgesamt eine "Makro-Betrachtung" dar. Das Untersuchungsziel ist daher nicht die Analyse einzelner hydrodynamischer, sedimentologischer, chemischer oder biologischer Prozesse, sondern die Ermittlung der Variabilität in der Schwebstoffführung infolge erfassbarer Änderungen signifikanter Einflussgrößen. Dadurch sollen Aufbau, Akkumulation und Verlagerung der Trübungszone sowie Austrag von Schwebstoffen aus diesem Bereich näher erfasst werden.

Die gezielte Erweiterung des bestehenden Kenntnisstandes soll daher die notwendige Transparenz in der langfristigen Dynamik der Trübungszone schaffen und der Verbesserung von numerischen Modellen bzw. einer Verifikation von Langzeitsimulationen dienen.

3. Vorhandene Messstationen und verwendete Messsysteme

Im Ems-Ästuar werden verschiedene Gewässergütemessstationen betrieben, die, zusammen mit den maßgeblichen Messgrößen, der Messdurchführung und der Datenerfassung, nachfolgend näher vorgestellt werden.

Der Zugang zu den Gewässergütemessungen wurde von der Bundesanstalt für Gewäs-

serkunde (BfG), Koblenz (Stationen: Terborg und Knock) und dem ehemaligen StAWA Aurich (jetzt NLWK; Stationen: Gandersum und Leer) sowie dem Niedersächsischen Landesamt für Ökologie (NLÖ) Hildesheim ermöglicht. Ergänzende Abflussmessungen wurden vom WSA Meppen, Fließquerschnitts- und Pegeldaten vom WSA Emden zur Verfügung gestellt. Darüber hinaus wurde der Datenfundus durch Leitfähigkeitsmessungen der EWE Oldenburg an der Jann-Berghaus-Brücke erweitert. Für die umfangreiche Unterstützung sei allen Beteiligten an dieser Stelle nochmals gedankt.

3.1 Lokationen der Messstationen im Ems-Ästuar

Die Ems entspringt im Sennegebiet südlich des Teutoburger Waldes und durchfließt das Münster- und Emsland. Nach einer Lauflänge von rd. 370 km mündet dieser norddeutsche Flachlandfluss bei Borkum in die Nordsee. Südlich von Emden liegt eine durch Sturmfluteinwirkung geschaffene rd. 100 km² große Meeresbucht, der Dollart. Das Einzugsgebiet der Ems bis zum Dollart umfasst rd. 13 150 km².

Hase und Leda sind die wichtigsten Nebenflüsse, die auf der östlichen Seite bei Meppen bzw. Leer in die Ems einmünden. Die Tidegrenze ist seit 1899 durch ein Wehr bei Herbrum festgelegt. Der tidebeeinflusste Teil der Ems erstreckt sich somit über eine Länge von rd. 100 km. Der Lageplan (Abb. 7) zeigt die Lokationen der Gewässergütemessstationen und der Abflussmessstelle in Versen. Tab. 1 fasst wesentliche Kenngrößen der verwendeten Stationen zusammen, die in Abb. 7 dargestellt sind.

Tab. 1: Verwendete Zeitreihen der Gewässergütemessungen im Ems-Ästuar

Gewässergütemessungen im Ems-Ästuar						
Station	Zeitraum Ems-k		Abstand von der Tidegrenze	Stationsbetreiber		
Terborg	03.90-12.95	24,7	38 km	BFG Koblenz/WSA Emden		
Gandersum	05.88-12.95	31,75	45 km	NLÖ Hildesheim/ehem. StAWA Aurich		
Knock	12.91-12.95	50,7	64 km	BFG Koblenz/WSA Emden		

3.2 Messgrößen und Messtechnik

An den Gewässergütestationen im Ems-Ästuar werden u.a. Wasserstand, elektrische Leitfähigkeit und Trübung erfasst. Die dazu verwendeten Geräte sind in Tab. 2 zusammengestellt.

Während Wasserstandsmessungen mit Schwimmerpegeln durchgeführt wurden, erfolgte die Bestimmung der Gewässergüteparameter durch Suspensionentnahme mit einer Pumpe und Analyse in einem kontinuierlich arbeitenden Kreislauf (vgl. auch SCHULZE u. RUPERT, 1989). Die Entnahmehorizonte der Suspension liegen auf folgenden Höhen:

- Terborg NN - 3,48 m

Gandersum jeweils rd. 1m unter Wasserspiegeloberfläche

Knock NN – 4,20 m

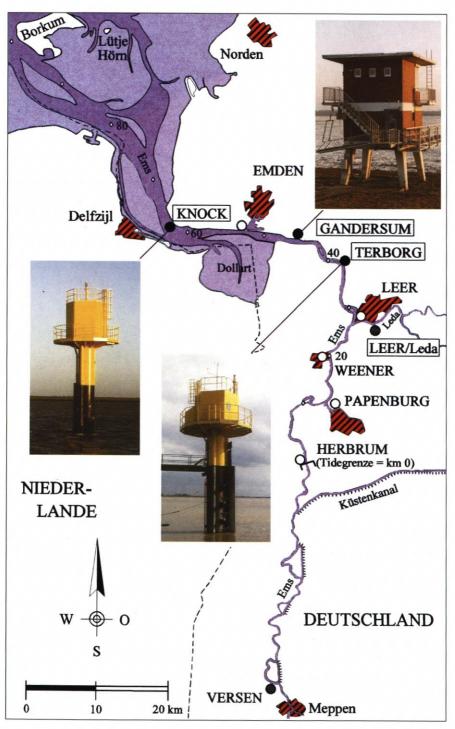


Abb. 7: Lageplan der Ems zwischen Versen und Borkum mit den Lokationen der Abflussmessstelle Versen sowie den Messstationen Terborg, Gandersum, Knock und Leer/Leda

Die Messungen werden als arithmetische Mittel über 1600 Einzelwerte in einem Zeitintervall von 90 s durchgeführt und alle 2 Minuten auf Personalcomputern automatisch abgespeichert.

Tab. 2: Messgeräte und Messbereiche (Stand: Dez. 1995)

	Messgeräte und Messbereiche an den Gewässergütemessstationen							
Messgröße	Terborg		Gandersum		Knock			
	Gerätetyp	Messbereich	Gerätetyp	Messbereich	Gerätetyp	Messbereich		
Wasserstand	Fa. Hagenuk	2,5–7,5	Fa. Läufer/	2,0–11,0	Fa. Hagenuk	2,5–7,5		
	GA03	[PNP+m]	Hagenuk	[PNP+m]	GA03	[PNP+m]		
Elektr. Leit-	Fa. Knick	0–50 ¹⁾	Fa. Knick ²⁾	0–30	Fa. Knick	0 – 50		
fähigkeit	Typ 65	[mS/cm]	Typ 65	[mS/cm]	Typ 65	[mS/cm]		
Trübung ³⁾	Fa. BTG ⁴⁾	0–100	Fa. Gimat	0–100	Fa. BTG ⁵⁾	0–100		
	MEX-3000	[%]	GTU 702	[%]	MEX-3000	[%]		

¹⁾ bis September 1991: 0-20 [mS/cm]

4) bis Juli 1995:

Fa. BTG MEX-3

5) bis Oktober 1995: Fa. BTG MEX-3

Wartungsarbeiten, Störungen und Ausfälle (z.B. Eisgang, Geräteschäden etc.) führten während des mehrjährigen Betriebs zu partiellen Unterbrechungen, durchgehende Zeitreihen liegen somit nicht vor.

4. Untersuchungsmethoden und Auswertekonzept

Gewässergütemessungen mit hoher zeitlicher Auflösung ermöglichen, wie in Abschn. 2 dargelegt, die Erfassung, Interpretation und Quantifizierung der Schwebstoffführung infolge verschiedener Einflussgrößen. Bei dauerhafter Erfassung kann die ästuarine Schwebstoffdynamik auch über den halbtägigen, tidebedingten Zyklus hinaus ermittelt werden. Kriterien und Vorgehensweise der dazu notwendigen Datenaufbereitung sowie eines entsprechenden Auswertekonzeptes werden nachfolgend vorgestellt.

Die aus einer entsprechenden Konzeption resultierenden Anforderungen an eine rechnergestützte Datenaufbereitung und -auswertung können wie folgt formuliert werden:

- Auswahl notwendiger Messgrößen zur Erfassung der Schwebstoffführung und der hydrographischen Verhältnisse
- Kalibrierungsmöglichkeit indirekter Messgrößen auf die erforderlichen Parameter
- Reduktion der Messdaten im Zeitbereich auf kennzeichnende Größen für quasi-stationäre Zustandsbetrachtungen innerhalb der Tide
- Schaffung einer vergleichbaren Datenbasis über die gesamte Untersuchungsdauer. Beispielhaft für den Verlauf wesentlicher Messgrößen zur Erfassung und Interpretation der Schwebstoffdynamik sind in Abb. 8 die Oberwasserführung am Pegel Versen sowie der Wasserstand, der Salzgehalt und der Schwebstoffgehalt an der Station Gandersum für den Juni 1994 dargestellt. In höherer Auflösung ist der Verlauf o.g. Parameter für einen Tag (17. Juni 1994) in Abb. 9 aufgetragen.

²⁾ bis März 1994: Fa. WTW

Fa. WTW LF 750

Die Messbereiche für die Trübung wurden mehrfach verändert, aufgrund der prozentbezogenen Angabe der Messwerte werden Messbereichsänderungen hier nicht erkennbar.

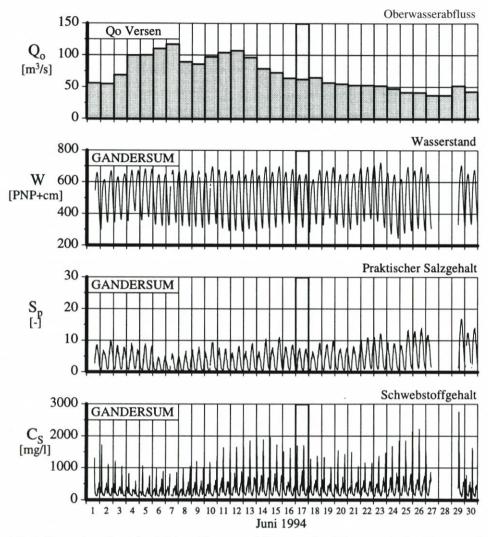


Abb. 8: Monatsdarstellung des täglichen Oberwasserabflusses am Pegel Versen sowie dem Wasserstand, Prakt. Salzgehalt und Schwebstoffgehalt an der Gewässergütemessstation Gandersum; beispielhaft für Juni 1994

Zur Erfassung und Interpretation der Schwebstoffführung wurde ein Datenaufbereitungs- und Auswertekonzept für dauerhaft betriebene Messungen in Abhängigkeit

- des halbtägigen Tidegeschehens
- der Oberwasserführung
- der 14-tägigen Ungleichheit der Tide sowie
- jahreszeitlicher Zyklen entwickelt, welches in Abschn. 4.2 vorgestellt wird.



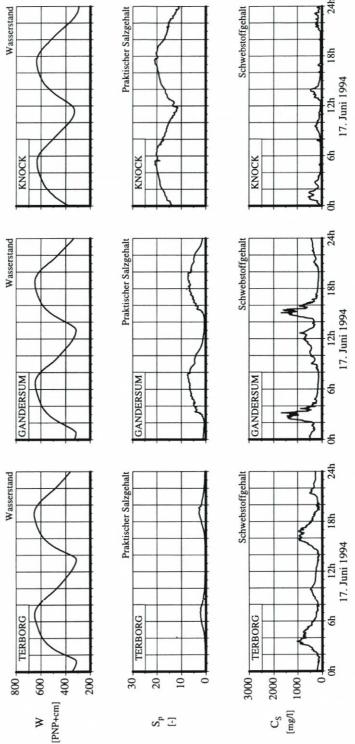


Abb. 9: Verlauf der Parameter Wasserstand, Prakt. Salzgehalt und Schwebstoffgehalt über einen Tag an den Stationen Terborg, Gandersum und Knock; beispielhaft für den 17. Juni 1994

4.1 Kalibrierung der indirekten Messgrößen zur Bestimmung des Salz- und Schwebstoffgehaltes

Die elektrische Leitfähigkeit und die Trübung stellen nur Hilfsgrößen dar, da die direkte automatische Dauermessung der für ingenieurwissenschaftliche Fragestellungen erforderlichen Parameter Salzgehalt und Schwebstoffgehalt nicht möglich ist. Der verwendete Ansatz zur Ermittlung des Praktischen Salzgehaltes aus der elektrischen Leitfähigkeit sowie die In-Situ-Kalibrierung der Trübung auf den Schwebstoffgehalt werden nachfolgend beschrieben.

4.1.1 Leitfähigkeitsmessungen

Die gemessene elektrische Leitfähigkeit κ kann über eine empirisch ermittelte Funktion unmittelbar auf den dimensionslosen, international definierten Praktischen Salzgehalt S_p [–] umgerechnet werden. Die Anwendbarkeit dieser empirischen Beziehung auf das Ems-Ästuar konnte Schulze (1988) nachweisen. Der Praktische Salzgehalt ist als eine Funktion des Verhältnisses der elektrischen Leitfähigkeit κ einer Wasserprobe zur Leitfähigkeit einer Kaliumchloridlösung (KCL) mit einem Gewichtsanteil von 32,4356 g KCL/kg definiert (UNESCO, 1981). Diese KCL-Lösung entspricht mit S_p = 35 dem Standard-Meerwasser.

Entsprechend seiner Definition gilt der Prakt. Salzgehalt nur für Werte $S_p \ge 2$. SCHULZE (1988) konnte jedoch nachweisen, dass dieser für ingenieurpraktische Anwendungen auch bis in den Süßwasserbereich verwendet werden kann.

4.1.2 Trübungsmessungen

Als Trübung wird die optische Eigenschaft des Wassers bezeichnet, eingestrahltes Licht zu streuen. Bei der Trübungsmessung kann einerseits die Schwächung eines ausgesendeten Lichtstrahles nach einer definierte Messstrecke (Attenuationsmessung), andererseits auch die Intensität der Streuung einer Lichtquelle unter einem bestimmten Winkel (Streulichtmessung) gemessen werden. Darüber hinaus sind auch Kombinationsmessungen möglich.

Die Stärke der Trübung eines eingestrahlten Lichtes hängt von der Menge, Größe, Form und Zusammensetzung der suspendierten Teilchen ab. Darüber hinaus wird der Messwert noch durch die Art der Messung, die Geometrie des Messaufnehmers und durch die Wahl der Lichtquelle beeinflusst. Trübungsmessgeräte werden auf der Grundlage von sogenannten Standardsuspensionen kalibriert. Der Messbereich wird in Trübungseinheiten (TE) der gewählten Standardsuspension angegeben (z. B. TE/F für Formazin-Suspension). Für wasserbauliche Fragestellungen wird jedoch der Bezug zu den in der Wassersäule suspendierten Feststoffen, hier generell als Schwebstoffe bezeichnet, benötigt. Schwebstoffe besitzen andere optische Eigenschaften als die verwendeten Standardsuspensionen, daher sind gerätespezifische Kalibrierungen auf den Schwebstoffgehalt unumgänglich.

Zur Ermittlung des Schwebstoffgehaltes aus Trübungsmessungen wurden z.T. mehrfach In-Situ-Kalibrationen für jede Messstation durchgeführt. Abb. 10 (oben) zeigt schematisch die verwendete Kalibrationseinrichtung. Diese Einrichtung wurde mit schwebstoffhaltigem Wasser in verschiedenen Konzentrationen beschickt. Für jede Konzentration wurde die vorhandene Trübung abgelesen und eine repräsentative Wasserprobe zur gravimetrischen Bestimmung des Schwebstoffgehaltes entnommen. Die gravimetrische Bestimmung des Schwebstoffgehaltes konnte aufzeigen, dass definierte geräte- und lokationsspezifische Ab-

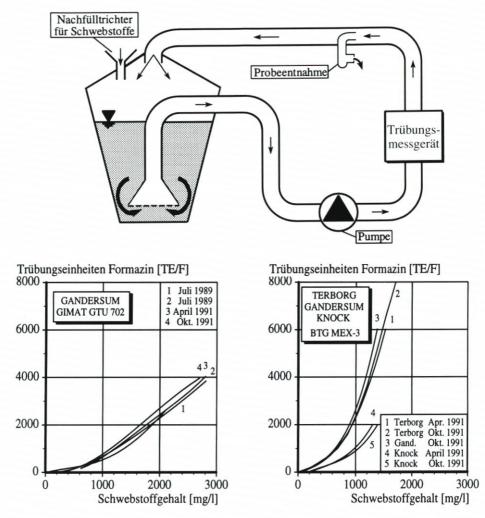


Abb. 10: Kalibrierung der Trübungsmessungen; oben: verwendete Kalibriereinrichtung, unten: lokale Beziehungen zwischen Formazin-Suspension und Schwebstoffgehalt

hängigkeiten zwischen Formazin-Suspension und Schwebstoffgehalt bestehen. Diese Abhängigkeiten wurden im Rahmen der Langzeitüberwachung der Messgeräte sowie bei Messbereichsänderungen ausgenutzt.

Für die Ingenieurpraxis konnten gute Übereinstimmungen bei wiederholten Kalibrierungen festgestellt werden (vgl. Abb. 10, unten). Nach lokationsspezifischen Anpassungsphasen konnten in Terborg Schwebstoffgehalte bis rd. 3,5 g/l, in Gandersum bis rd. 2,9 g/l und an der Knock bis rd. 2,3 g/l erfasst werden.

4.2 Messdatenaufbereitung

Nach Sichtung und Plausibilisierung der Rohdaten erfolgt die Aufbereitung der Messungen hinsichtlich einer äquidistanten Datenreduktion jeder einzelnen von Tideniedrigwasser bis zum nachfolgenden Tideniedrigwasser reichenden Tide für die Parameter Prakt. Salzgehalt und Schwebstoffgehalt mit n Werten (Stützstellen).

Zur Festlegung der erforderlichen Randbedingungen wurden Voruntersuchungen durchgeführt. Die Änderungen der minimalen, mittleren und maximalen Schwebstoffgehalte über die Tide in Abhängigkeit der Stützstellenanzahl n zeigt Abb. 11 beispielhaft ür Oktober 1994 an der Station Gandersum. Auf der linken Bildhälfte ist jeweils der Verlauf der Monatsmittelwerte aufgetragen während die rechte Bildhälfte den bezogenen Schwebstoffgehalt

Schwebstoffgehalt bei n Stützstellen Schwebstoffgehalt bei 100 Stützstellen

für jede einzelne Tide zeigt. Daraus wird ersichtlich, dass zur Erfassung der Schwebstoffgehalte über die Tide eine Diskretisierung mit weniger als 30 Werten pro Tide aufgrund der verbleibenden Schwankungen der Maximalgröße nicht ausreichend ist.

Für die nachfolgende Auswertung wurde die Anzahl der Diskretisierungspunkte auf n = 50 festgelegt und jeder Diskretisierungspunkt aus dem arithmetischen Mittel von 5 Messwerten gebildet.

4.3 Parametrisierung und Klassifizierung des Salz-und Schwebstoffgehaltes

Aus den Tideganglinien der verschiedenen Messgrößen wurden für eine quasi-stationäre Analyse der Schwebstoffdynamik und der hydrologischen Randbedingungen nachfolgende kennzeichnende Größen parametrisiert:

1.	S	chwe	ebsto	ottg	ehal	t
_	M	inin	naler	Scl	nwe	bst
		D	. 1	1		

8	
- Minimaler Schwebstoffgehalt nach Tideniedrigwasser	
im Bereich der Ebbestromkenterung	$(\min. C_{S,f})$
 Minimaler Schwebstoffgehalt nach Tidehochwasser 	5,1
im Bereich der Flutstromkenterung	$(\min. C_{S,e})$
 Maximaler Schwebstoffgehalt bei Flut 	$(\max, C_{S,f})$
 Maximaler Schwebstoffgehalt bei Ebbe 	$(\max, C_{S,e})$
 Mittlerer Schwebstoffgehalt bei Flut 	(mittl. $C_{S, f}$)
 Mittlerer Schwebstoffgehalt bei Ebbe 	(mittl. $C_{S,e}$)
 Mittlerer Schwebstoffgehalt über die Tide 	(mittl. C _{S, Tide})
2. Praktischer Salzgehalt	o, riuc
 Minimaler Praktischer Salzgehalt über die Tide 	$(\min. S_p)$
 Maximaler Praktischer Salzgehalt über die Tide 	$(\max. S_p^r)$
 Mittlerer Praktischer Salzgehalt über die Tide 	(mittl. \hat{S}_{p})

In Voruntersuchungen wurden nur sehr geringe Änderungen in der zeitlichen Entwicklung der Schwebstoffführung während der Tide festgestellt. Im Gegensatz zu der parametrisier-

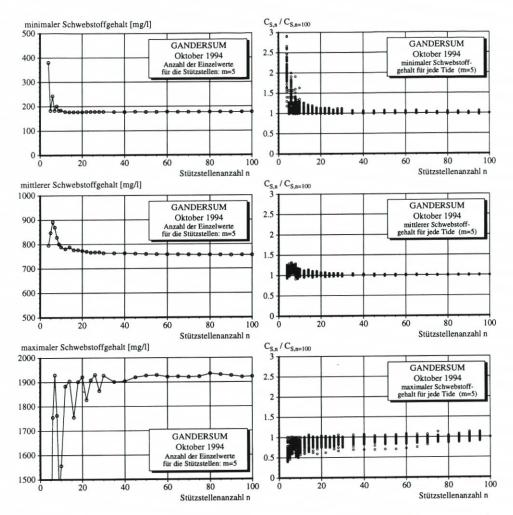


Abb. 11: Erfasste minimale, mittlere und maximale Schwebstoffgehalte in Abhängigkeit der Stützstellenanzahl für die Tide, beispielhaft für die Station Gandersum / Oktober 1994; links: monatlicher Mittelwert, rechts: Bezogener Schwebstoffgehalt für jede einzelne Tide

ten quantitativen Schwebstoffführung ist somit die phasenabhängige Betrachtung der Schwebstoffdynamik nicht erforderlich.

Abb. 12 zeigt beispielhaft die im 2-Minuten-Messtakt gewonnen Messdaten des Wasserstandes, des Prakt. Salzgehaltes und des Schwebstoffgehaltes, die jeweils daraus ermittelten 50 Stützstellen und die Parametrisierung der Messgrößen über die Tide für die o.g. charakteristischen Merkmale.

Die Daten bildeten, zusammen mit den ermittelten Tidehauptwerten und dem Oberwasserabfluss, die Grundlage aller nachfolgenden Untersuchungen zur Schwebstoffdynamik im Ems-Ästuar.

Durch eine Klassifizierung der Datenkollektive können unter statistischen Gesichtspunkten sowohl hydrologische Einflüsse als auch signifikante Merkmale der Schwebstoff-

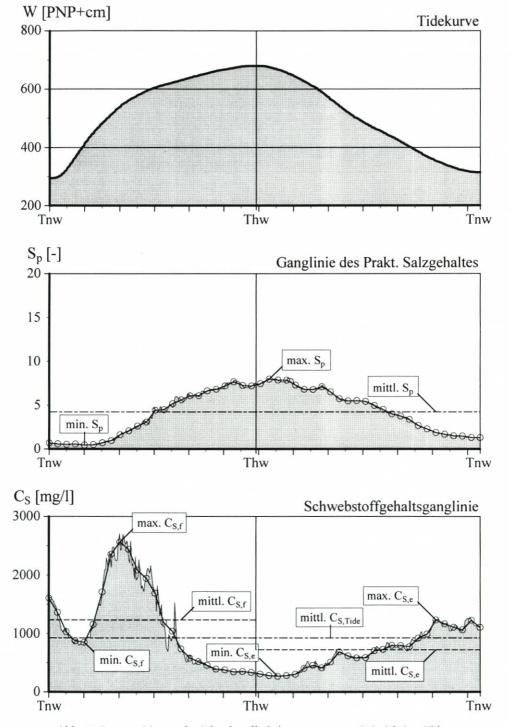


Abb. 12: Parametrisierung der Schwebstoffgehaltsmessungen am Beispiel einer Tide

führung selbst näher untersucht werden. Dazu wurden zwei verschiedene Klassifizierungssysteme mit folgenden Klassenbreiten gewählt:

1. Mittlerer Praktischer Salzgehalt (mittl. S_p)

 $0 < mittl. S_p \le 5$ in Klassenbreiten von mittl. $S_p = 0.5$ in Klassenbreiten von mittl. $S_p = 1.0$

2. Mittlerer Schwebstoffgehalt über die Tide (mittl. C_{S,Tide})

mittl. $C_{S,Tide}$ in Klassenbreiten von mittl. $C_{S,Tide} = 100 \text{ mg/l}$

Die gewählten Klassenbreiten stellen einen Kompromiss zwischen ausreichender Datengrundlage in den einzelnen Klassen und größtmöglicher Auflösung dar und wurden nach Voruntersuchungen festgelegt.

4.4 Auswertekonzept zur Erfassung der Schwebstoffdynamik

4.4.1 Zielsetzung und Vorgehensweise

Die Schwebstoffführung im Bereich der Brackwasserzone von Ästuarien weist erhebliche räumliche und zeitliche Schwankungen auf, die auf komplexe Wechselbeziehungen verschiedenster Wirkmechanismen zurückzuführen sind (vgl. Abschn. 2). Eine Quantifizierung einzelner Wirkmechanismen auf die Schwebstoffdynamik durch Naturmessungen ist noch nicht zufriedenstellend gelungen, zumal die messtechnische Erfassung zahlreicher Einflussgrößen bislang nicht möglich ist. Daher muss bei einer auf Naturmessungen basierenden Analyse der Schwebstoffdynamik von ganzheitlichen Betrachtungen ausgegangen werden. In diesem Sinne sind Schwebstoffgehaltsmessungen, die als dynamische Summengröße ästuariner Prozesse angesehen werden können, zur Interpretation der Dynamik in der Trübungszone von Ästuarien einsetzbar.

Die nachfolgend entwickelte Auswertemethodik unterscheidet verschiedene Einflussgrößen auf die Schwebstoffdynamik und erlaubt damit deren quantitative Erfassung. Darüber hinaus ermöglicht die Quantifizierung der Schwebstoffführung in Abhängigkeit einzelner Einflussgrößen Rückschlüsse auf entsprechende Änderungen in der Schwebstoffdynamik sowie der damit verbundenen Transportprozesse in der Trübungszone.

Neben den Änderungen der Schwebstoffdynamik durch das halbtägige Tidegeschehen sind grundsätzlich folgende Einflussgrößen auf die Schwebstoffdynamik isolierbar:

- Abflussverhältnisse
- 14-tägige Ungleichheit des Tidegeschehens (Spring-/Nipptidezyklus)
- Jahreszeitliche Einflüsse

Darüber hinaus wäre auch eine quantitative Trendermittlung über den jeweiligen Untersuchungszeitraum möglich, worauf nachfolgend jedoch verzichtet wurde.

Abb. 13 zeigt beispielhaft die verschiedenen Anteile der Schwebstoffführung für den maximalen Schwebstoffgehalt bei Ebbe und stationärer Oberwasserführung.

gleiche Oberwasserführung

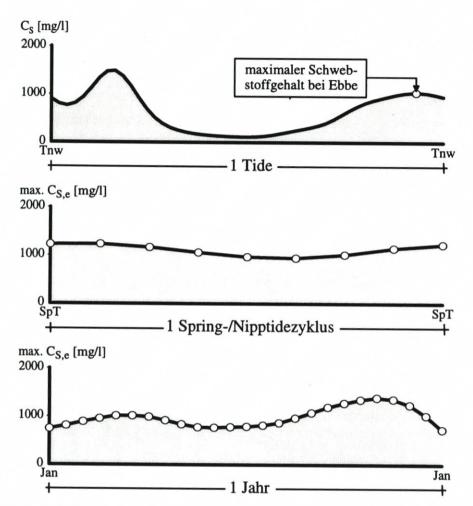
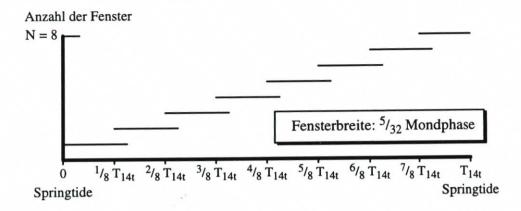


Abb. 13: Änderungen der Schwebstoffführung während der Tide sowie des maximalen Schwebstoffgehaltes bei Ebbe über den Spring-/Nipptide- und Jahreszyklus (schematisch)

4.4.2 Beschreibung des Auswertekonzeptes

In dem entwickelten Auswerteverfahren wird die Variabilität in der Schwebstoffführung infolge zuvor genannter Einflussgrößen schrittweise ermittelt. Grundlage der quantitativen Berücksichtigung der Abflussverhältnisse bilden die parametrisierten Größen des mittleren Prakt. Salzgehaltes. Zur Ermittlung der Variabilität in der Schwebstoffführung infolge 14-tägiger Ungleichheit der Tide bzw. saisonaler Einflüsse können phasengleiche Betrachtungen der parametrisierten Messgrößen mit unterschiedlichen Fensterbreiten entsprechend der Mondphase bzw. der Jahreszeit (vgl. Abb. 14) dienen.



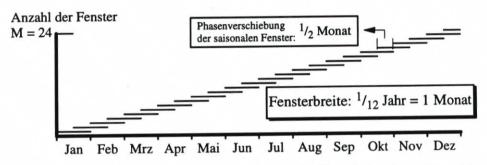


Abb. 14: Lage der Analysefenster über den Spring-/Nipptidezyklus (oben) und den Jahreszyklus (unten)

Im ersten Auswerteschritt werden arithmetische Klassenmittelwerte der parametrisierten Größen nach einer Klassifizierung über den mittleren Prakt. Salzgehalt bestimmt. In den anschließenden Auswerteschritten werden arithmetische Klassenmittelwerte entsprechend einer zweidimensionalen Klassifizierung nach dem mittleren Prakt. Salzgehalt und der Mondphase bzw. dem mittleren Prakt. Salzgehalt und der Jahreszeit gebildet.

Nach jedem Auswerteschritt wird die Differenzgröße zwischen den Eingangsdaten und dem zugehörigen Mittelwert bestimmt. Diese Differenzgrößen bilden die Eingangsdaten für den nachfolgenden Auswerteschritt.

Für die umfangreiche Dokumentation des Auswertekonzeptes mit den zugehörigen Randbedingungen sei auf SPINGAT (1997) verwiesen.

5. Auswertung und Diskussion der Ergebnisse

Die Kenntnis der hydrographischen Verhältnisse entlang des Ems-Ästuars stellt eine wesentliche Grundlage für die Interpretation der Schwebstoffdynamik in der Trübungszone sowie der dafür maßgebenden Prozesse dar. Deshalb gliedern sich die Auswertungen zur ästuarinen Schwebstoffführung in zwei Teile:

- 1. Erfassung der hydrographischen Verhältnisse entlang der Ems
- 2. Herleitung der Schwebstoffdynamik im Trübungsgebiet des Ems-Ästuars

Im ersten Teil steht die Erfassbarkeit der Abflussverhältnisse und der abflussbedingten Änderungen der Tidedynamik sowie die Mobilität der Brackwasserzone im Vordergrund. Schwierigkeiten bei der Erfassung der Abflusssituation ergeben sich aus der rd. 70 bis 100 km entfernten Lage der Abflussmessstelle von den Gewässergütemessstationen sowie dem Zufluss der Leda innerhalb des Tidegebietes.

Im zweiten Teil wird das in Abschn. 4 vorgestellte Auswertekonzept zur Quantifizierung längerfristiger Einflussgrößen auf die Schwebstoffdynamik für dauerhaft betriebene Messungen auf die Stationen Terborg, Gandersum und Knock angewendet, sowie durch entsprechende Aufbereitung vorliegender Daten der Station Leer/Leda ergänzt. Ziel dieser Auswertung ist es, kausale Zusammenhänge hinsichtlich der Mobilität der Trübungszone zu erfassen.

5.1 Hydrographische Messgrößen im Ems-Ästuar

Zur Charakterisierung der hydrographischen Verhältnisse im Ems-Ästuar werden die Abfluss-, Tide- und Salzgehaltsverhältnisse und deren natürliche Variabilität eingehender betrachtet.

5.1.1 Oberwasserführung

Zur Erfassung der Abflussverhältnisse werden im Emsgebiet verschiedene Abflussmessstellen betrieben. In Tab. 3 sind die Abflusshauptwerte für Dalum/Ems (oberhalb der Hasemündung bei Meppen), Bokeloh/Hase, Versen/Ems (unterhalb der Hasemündung) und Leer/Leda zusammengestellt.

Tab. 3: Hauptwerte des Abflusses im Emsgebiet (NLÖ, 1993 und NLÖ, 1995), ergänzt nach Daten des WSA Meppen und des ehem. StAWA Aurich

Ort:	Dalum/Ems	Bokeloh/Hase	Versen/Ems	Leer/Leda	
Bezugszeitraum:	1965/91 1957/89		1941/95	1984/95	
NQ [m ³ /s]	3,00 (1973)	3,78 (1959)	5,2 (1947)	$NMQ [m^3/s] = 14,6 (1990)$	
$MNQ [m^3/s]$	8,70	8,51	15,5		
$MQ [m^3/s]$	48,4	29,0	80,6	24,2	
MHQ $[m^3/s]$	195	104	376	$HMQ [m^3/s] = 35,0 (1995)$	
$HQ [m^3/s]$	461 (1987)	162 (1981)	1200 (1946)	, (- /	

Für die detaillierte Auswertung der Abflussverhältnisse standen Tagesmittelwerte des Pegels Versen von 1988 bis 1995 zur Verfügung. Die monatliche Bandbreite der zugehörigen Tagesmittelwerte sowie die minimalen und maximalen Monatsmittelwerte sind, zusammen mit der mittleren Abflusssituation über den 8-jährigen Untersuchungszeitraum, in Abb. 15 zusammengefasst.

Im Rahmen der erreichbaren Genauigkeit wurde davon ausgegangen, dass bei niedrigen Abflüssen durch den Zufluss der Leda bei Leer keine signifikanten Veränderungen in der Ab-

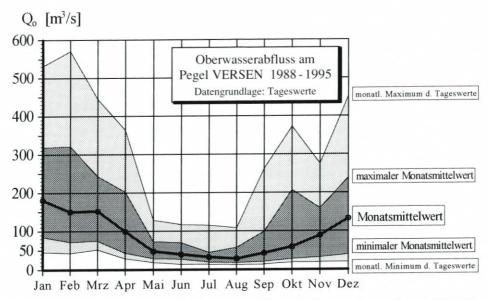


Abb. 15: Bandbreite der Abflussverhältnisse am Pegel Versen im Untersuchungszeitraum 1988-1995

flusscharakteristik auftreten und daher eine ausschließliche Verwendung der Messreihe am Pegel Versen/Ems möglich ist.

5.1.2. Tide-und Strömungsverhältnisse

a.) Allgemeines

Die Betrachtung mittlerer jährlicher oder mehrjähriger Tidewasserstände, wie im Küstenbereich üblich, sagt wenig über die Tidedynamik in einem Ästuar aus. Bedingt durch den stromaufwärts zunehmenden Einfluss der Oberwasserführung auf die Tideverhältnisse (vgl. Abschn. 2.1) ist eine entsprechende Berücksichtigung der Abflusssituation zur Erfassung der Tidedynamik von erheblicher Bedeutung.

Nachfolgend werden die Tideverhältnisse im Ems-Ästuar unter Verwendung der monatlichen Tidehauptwerte an ausgewählten Pegeln zusammen mit den monatlichen Abflusswerten am Pegel Versen untersucht. Darauf basierend wird die abflussabhängige Tideentwicklung entlang des Ems-Ästuars beispielhaft für drei Abflusszustände betrachtet:

 $\begin{array}{lll} - \text{ niedriger Oberwasserabfluss} & Q_o = 20 \text{ m}^3/\text{s} \\ - \text{ mittlerer Oberwasserabfluss} & Q_o = 100 \text{ m}^3/\text{s} \\ - \text{ hoher Oberwasserabfluss} & Q_o = 300 \text{ m}^3/\text{s} \end{array}$

Unter Verwendung vereinfachter Ansätze wird für die o.g. Abflusszustände auch eine überschlägige Tidekubizierung vorgenommen, die insbesondere zur Beschreibung abflussabhängiger Änderungen im Tidegeschehen dient.

Die Strömungsverhältnisse sind zur Erfassung des Schwebstofftransportes in einem Ästuar von hoher Bedeutung. Wie in Abschn. 2.1 aufgezeigt wurde, stellt gerade die Instationarität der ästuarinen Strömung, die sich maßgeblich aus tideinduzierter Strömung, Oberwasserabfluss und Dichteströmung zusammensetzt, eine entscheidende Einflussgröße auf

das Schwebstoffregime dar. Eine Trennung dieser zeitgleich wirkenden Strömungskomponenten zur Interpretation von Fließgeschwindigkeitsmessungen stößt jedoch meistens auf erhebliche Schwierigkeiten.

Die in diesem Abschnitt vorgenommene Abschätzung der Fließgeschwindigkeiten basiert auf den vereinfachenden Betrachtungen der Tidekubizierung und berücksichtigt die zuvor genannten Abflusszustände. Dichteinduzierte Geschwindigkeitsanteile konnten hingegen nicht berücksichtigt werden.

b.) Abflussbedingte Änderungen der Tidehauptwerte

Der erwartete stromaufwärtige Anstieg der Tidehochwasserstände ist im Ems-Ästuar gut erkennbar; für hohe Oberwasserabflüsse wird eine insgesamt zunehmende Gradiente festgestellt (vgl. Abb. 16).

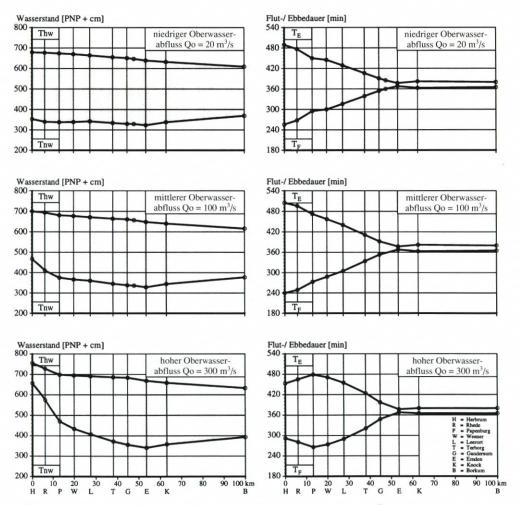


Abb. 16: Tidewasserstände sowie Flut- und Ebbedauer entlang des Ems-Ästuars für verschiedene Abflussbedingungen

Die Tideniedrigwasserstände nehmen von See kommend bis Emden ab, danach tritt in allen Abflusszuständen ein Anstieg der Tideniedrigwasserstände bis zur Tidegrenze ein (vgl. Abb. 16, links).

Die größten abflussabhängigen Unterschiede in den Tidehoch- und -niedrigwasserständen treten an der Tidegrenze bei Herbrum auf und nehmen in stromabwärtiger Richtung ab. Unterhalb der Ledamündung sind diese nur noch gering.

Bei niedriger Oberwasserführung wird in dem Teilabschnitt zwischen Emden und Herbrum etwa gleichbleibender Tidehub beobachtet. Aus den Ergebnissen ergibt sich auch eine signifikante Reduktion des Tidehubes im stromaufwärtigen Flussabschnitt bei hohem Oberwasserabfluss.

Flut- und Ebbedauer weisen unterhalb der Emsmündung in den Dollart keinerlei Änderungen auf und können auch für unterschiedliche Abflussverhältnisse als konstant angenommen werden (vgl. Abb. 16 rechts). Stromauf des Dollarts hingegen nimmt die Flutdauer in stromaufwärtiger Richtung kontinuierlich ab, entsprechend umgekehrte Verhältnisse gelten für die Ebbedauer.

Entlang des Ästuars treten Änderungen in der Flut- und Ebbedauer von bis zu 2 Stunden auf (Emden – Herbrum bei $Q_o = 100 \text{ m}^3/\text{s}$), wohingegen maximale abflussbedingte Änderungen der lokalen Flut- und Ebbedauer nur bis zu 45 Minuten (Herbrum) betragen.

Im stromaufwärtigsten Teil des Tidegebietes oberhalb von Papenburg kommt es bei Abflüssen > 100 m³/s zu einer Verlängerung der Flutdauer. Diese steht im Zusammenhang mit der Überströmung des Tidewehres in Herbrum, wodurch am Wehr nur noch eine Teilreflexion der Tide erfolgt.

c.) Abflussbedingte Änderungen der Tidevolumina

Für eine überschlägliche Tidekubizierung standen rd. 80 Querprofile aus dem Flussabschnitt von Herbrum bis Gandersum zur Verfügung (Querprofile: WSA Emden, Stand: Juni 1989). Das Gesamtvolumen der Leda (4 Mio. m³) sowie die Volumina unterhalb von Gandersum wurden nach FRANZIUS (1986) ergänzt (vgl. Abb. 17).

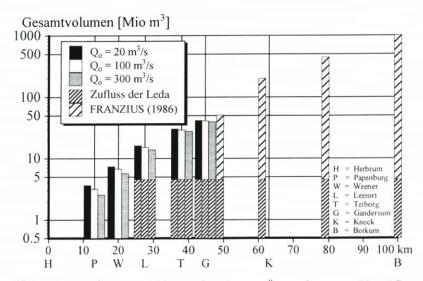


Abb. 17: Gesamtvolumenentwicklung entlang des Ems-Ästuars für ausgewählte Abflüsse

Weiterhin kann an den einzelnen Lokationen entlang des Ems-Ästuars das Verhältnis zwischen Abfluss- und Gesamtvolumen während einer Tide für verschiedene Abflusssituationen bestimmt werden (vgl. Abb. 18). Daraus wird ersichtlich, dass der Oberwasserabfluss im stromabwärtigen Teil des Ästuars im Vergleich mit den tidebewegten Wassermassen von untergeordneter Bedeutung ist.

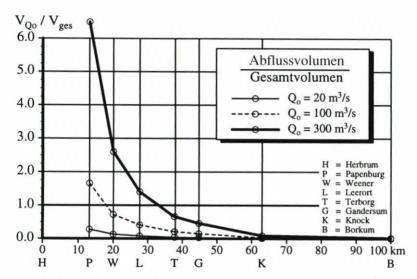


Abb. 18: Verhältnis des Oberwasservolumens zum Gesamtvolumen entlang des Ems-Ästuars für ausgewählte Abflusszustände

Eine Abschätzung des Flut- und Ebbevolumens für die betrachteten Abflusszustände zeigt eine signifikante Abnahme des Flutvolumens bei gleichzeitiger (aber geringerer) Zunahme des Ebbevolumens mit ansteigendem Abfluss (vgl. Abb. 19).

d.) Abschätzung abflussbedingter Fließgeschwindigkeitsänderungen aus der Tidekubizierung

Entlang des Ems-Ästuars wird aufgrund zunehmender Fließquerschnitte eine Reduktion der abflussbedingten Strömungsgeschwindigkeit erkennbar, wobei die insgesamt sehr niedrigen Fließgeschwindigkeiten im unteren Abschnitt besonders beachtet werden sollten (vgl. Abb. 20, links). Darüber hinaus ist der Beginn der seeschifftiefen Ausbaustrecke ab Papenburg durch die signifikante Abnahme der mittleren Fließgeschwindigkeit dokumentiert.

Die mittleren Flut- und Ebbeströmungen entlang des Ems-Ästuars weisen auf erhebliche abflussbedingte Fließgeschwindigkeitsänderungen oberhalb der Ledamündung hin (vgl. Abb. 20, rechts). Oberhalb von Weener wurden bei hohem Oberwasserabfluss im Mittel stromab gerichtete Fließgeschwindigkeiten während der Flutdauer ermittelt.

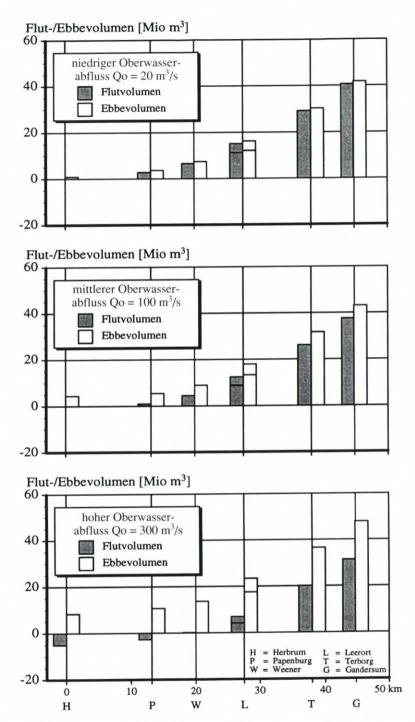


Abb. 19: Flut- und Ebbevolumen an ausgewählten Lokationen in Ems-Ästuar bei verschiedenen Abflussverhältnissen

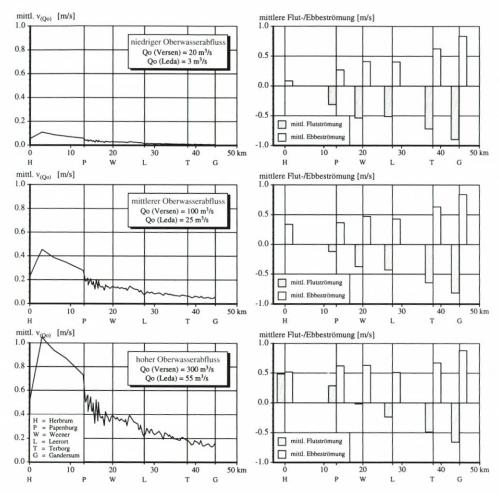


Abb. 20: Mittlere abflussbedingte Strömungsgeschwindigkeiten sowie mittlere Flut- und Ebbeströmungen entlang des Ems-Ästuars bei unterschiedlicher Oberwasserführung

5.1.3 Salzgehaltsverteilung

a.) Problemstellung und Schwierigkeiten

Die Ergebnisse der dauerhaft betriebenen, lokalen Salzgehaltsmessungen werden zur Erfassung der Mobilität der Brackwasserzone im Ems-Ästuar verwendet. Durch den engen Zusammenhang zwischen der Salzgehaltsverteilung und der Oberwasserführung wird aber auch eine tidebezogene Erfassung der Abflussverhältnisse möglich, so dass bestehende Schwierigkeiten bei der lokalen Abflussermittlung umgangen werden können.

Diese Schwierigkeiten bestehen insbesondere in der Berücksichtigung der Laufzeit zwischen der Abflussmessstelle Versen, die rd. 39 km oberhalb der Tidegrenze liegt, und den Gewässergütemessstationen im Ems-Ästuar. Eine genaue Erfassung der Laufzeit des Oberwasserabflusses ist nur mit aufwendigen numerischen Modelluntersuchungen möglich, i. d. R.

wird auf Näherungslösungen zurückgegriffen (vgl. HENSEN, 1954; SCHULZE, 1990; SCHULZE u. SPINGAT, 1991).

Die im Rahmen dieser Untersuchungen verwendete näherungsweise Abschätzung der Laufzeit zur Bestimmung des maßgebenden lokalen Oberwasserabflusses in Leer, Terborg und Gandersum ist in Abb. 21 dargestellt. Für die Knock wurde der maßgebende Abfluss, aufgrund der seewärtigen Position im Ems-Ästuar, vereinfachend als arithmetisches Mittel der acht vorangegangenen Tage bestimmt (vgl. auch SPINGAT, 1997).

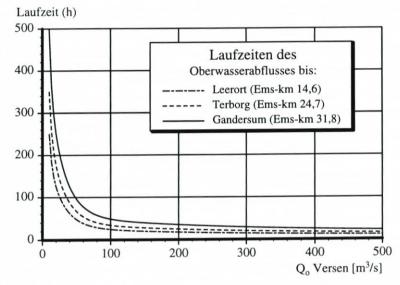


Abb. 21: Abschätzung der Laufzeit des Oberwasserabflusses für ausgewählte Lokationen im Ems-Ästuar

b.) Beziehung zwischen Oberwasserabfluss und Salzgehalt

An einer ortsfesten Position treten über die Tide Salzgehaltsschwankungen auf, minimale und maximale Größen werden jeweils zur Stromkenterung erreicht und stehen mit der Bewegung des Wasserkörpers im Zusammenhang (vgl. Abb. 5). Die Bestimmung des mittleren Prakt. Salzgehaltes über die Tide stellt daher eine geeignete, auf die Tidedauer bezogene Erfassung der Abflussverhältnisse dar.

Der daraus ableitbare Zusammenhang zwischen dem Oberwasserabfluss und den parametrisierten Salzgehaltskenngrößen sowie die Amplitude der Salzgehaltsschwankungen ist in Abb. 22 dargestellt.

Neben den seewärts ansteigenden Salzgehalten ist insgesamt ein ortsspezifischer Zusammenhang zwischen dem Prakt. Salzgehalt und dem maßgebenden Abfluss erkennbar. Die Brackwasserzone kann bei sehr niedriger Oberwasserführung ($Q_{\rm o}$ < 30 m³/s) zum Zeitpunkt der Flutstromkenterung bis an die Messstation Leer/Leda reichen. Bei Ebbestromkenterung liegt die Süßwassergrenze hingegen immer unterhalb von Leer. In seewärtiger Richtung steigt der zugehörige Abfluss zum Erreichen der Brackwasserzone an. An der Knock wird fast ausschließlich Brackwasser angetroffen, erst bei Oberwasserabflüssen > 500 m³/s reicht die Süßwassergrenze bei Ebbestromkenterung bis in diesen Flussabschnitt.

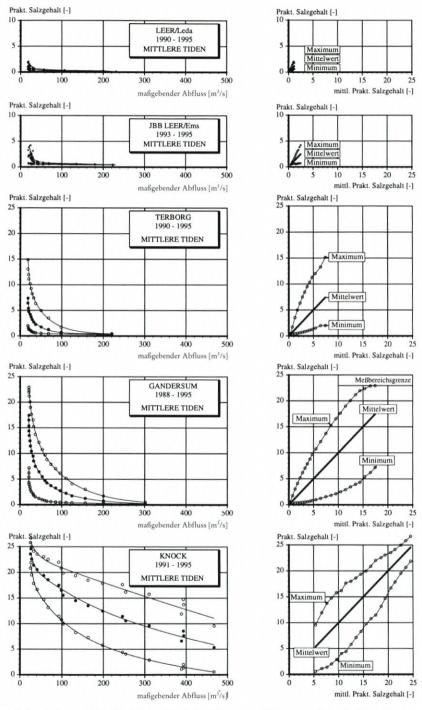


Abb. 22: Salzgehaltsverteilung in Abhängigkeit der Oberwasserführung entlang des Ems-Ästuars; links: Salzgehalt in Abhängigkeit des maßgebenden Abflusses, rechts: Amplitude der Salzgehaltsschwankungen während der Tide

c.) Abflussbedingte Mobilität der Brackwasserzone

Zur Charakterisierung der Salzgehaltsverhältnissse entlang des Ems-Ästuars wurden Längsprofile bei Flut- und Ebbestromkenterung (vgl. Abb. 23) für die zuvor betrachteten Abflussbedingungen bestimmt und durch zusätzliche Leitfähigkeitsmessungen des ehem. StAWA Aurich und WSA Emden ergänzt.

Die Ergebnisse bestätigen die abflussbedingte Mobilität der Brackwasserzone im Ems-Ästuar. Die Süßwassergrenze bei Flutstromkenterung liegt für niedrige Abflüsse rd. 15 km unterhalb des Tidewehres bei Herbrum, bei hoher Oberwasserführung beträgt der Abstand rd. 43 km. Vergleichbare Verlagerungen der Süßwassergrenze sind bei Ebbestromkenterung nachweisbar.

d.) Zusammenfassende Schlussfolgerungen

Die Untersuchungen zur Salzgehaltsverteilung im Ems-Ästuar konnten ortsspezifische Zusammenhänge zwischen der Oberwasserführung und den Salzgehaltskenngrößen aufzeigen. Dadurch ergibt sich eine gute Eignung der Salzgehaltsmessungen zur Erfassung der Abflussverhältnisse, wodurch die mit Unsicherheiten behaftete lokale, tidebezogene Abflussermittlung umgangen werden kann.

Zur Erfassung und Interpretation der Schwebstoffdynamik wird eine Parametrisierung mit hoher Auflösung benötigt. Maximale Schwebstoffgehalte treten am süßwasserseitigen Kopf der Brackwasserzone auf (vgl. Abschn. 2), der für den überwiegenden Teil des Jahres stromauf des Dollarts liegt; dabei herrschen mittlere bis niedrige Abflussverhältnisse vor. Die Salzgehaltsmessung ist daher insgesamt am besten geeignet, um abflussabhängige Schwebstoffgehaltsschwankungen zu beschreiben.

5.1.4 Ergebnisdiskussion der hydrographischen Untersuchungen

Die vorgestellten Untersuchungsergebnisse haben gezeigt, dass auch für das Ems-Ästuar die Abflussverhältnisse eine wesentliche Einflussgröße auf das Tide- und Strömungsgeschehen sowie auf die Salzgehaltsverhältnisse darstellen. Die Wirkung der Oberwasserführung muss jedoch innerhalb der Ästuars differenziert betrachtet werden.

Im süßwasserseitigen Bereich des Ästuars treten die größten abflussbedingten Änderungen im Tidegeschehen auf. Neben Unterschieden in den Tidewasserständen und der Flutund Ebbedauer sind Volumina- und Strömungsgeschwindigkeitsänderungen von besonderer Bedeutung. Diese weisen auf signifikante abflussbedingte Einflüsse auf die Transportverhältnisse von suspendierten Feststoffen im stromaufwärtigen Teil des Ästuars hin.

Der mittlere Teil des Ems-Ästuars, etwa ab der Ledamündung beginnend, ist durch wechselnde Salzgehalte geprägt, welche eine starke Abhängigkeit von der Oberwasserführung aufweisen. Auf das Tide- und Strömungsgeschehen hat die Oberwasserführung aber einen geringeren Einfluss als im stromaufwärtigsten Abschnitt des Ästuars. Bedingt durch die inhomogene Salzgehaltsverteilung ist von einer Beeinflussung des Transportgeschehens durch barokline Strömungen auszugehen.

In der Außenems sind weiterhin abflussbedingte Salzgehaltsänderungen erkennbar. Die längerfristige Entwicklung der Oberwasserführung gewinnt jedoch in diesem Abschnitt an Bedeutung. Kurzzeitige Schwankungen in der Oberwasserführung außerhalb von Hochwasserereignissen treten nicht mehr in Erscheinung. Das Tidegeschehen bleibt von der Ober-

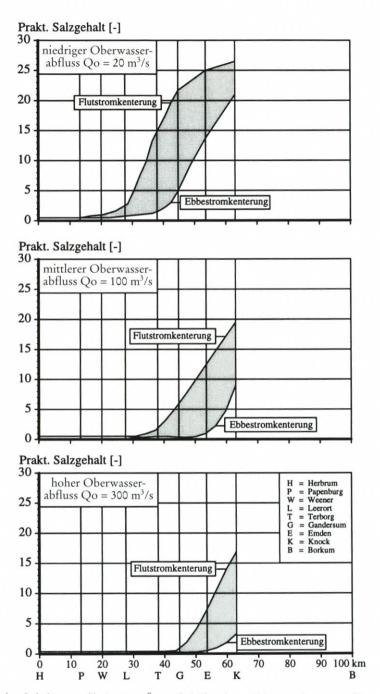


Abb. 23: Salzgehaltslängsprofile im Ems-Ästuar bei Flut- bzw. Ebbestromkenterung für ausgewählte Abflussverhältnisse

wasserführung weitgehend unbeeinflusst, so dass die hydrographischen Verhältnisse der Außenems eher denen einer Küste als eines Flusses gleichen.

5.2 Schwebstoffdynamik im Trübungsgebiet des Ems-Ästuars

Für die Charakterisierung der längerfristigen Schwebstoffdynamik im Ems-Ästuar sind die in Abschn. 4 vorgestellten, quantifizierbaren Anteile von unterschiedlicher Bedeutung.

SPINGAT (1997) konnte aufzeigen, dass die Schwebstoffführung infolge 14-tägiger Ungleichheit der Tide für die längerfristige Dynamik der Schwebstoffe von untergeordneter Bedeutung ist; nachfolgend wird diese Einflussgröße, wie auch die langfristige Trendentwicklung, nicht weiter betrachtet.

Die Interpretation der ästuarinen Schwebstoffdynamik basiert somit auf folgenden Analyseschritten:

- Vergleichende Betrachtung der parametrisierten Schwebstoffgehaltskenngrößen zur Interpretation der Schwebstoffdynamik während der Tide.
- Ermittlung der längerfristigen Schwebstoffdynamik unter Berücksichtigung des Oberwasserabflusses und jahreszeitlicher Änderungen der Schwebstoffführung.

Die Ergebnisse der Auswertung sollen, zusammen mit den zuvor ermittelten hydrographischen Randbedingungen in der Ems, Rückschlüsse auf das Feststoffregime und die Transportvorgänge innerhalb des Ästuars ermöglichen.

5.2.1 Mittlere Schwebstoffführung während der Tide

Die generelle Entwicklung der Schwebstoffführung an den verschiedenen Stationen im Ems-Ästuar wird nachfolgend anhand der parametrisierten Schwebstoffgehaltskenngrößen gegenübergestellt.

Gemäß der in Abschn. 4.3 gewählten Klassifizierung nach dem mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide sind in Abb. 24 die lokalen Schwebstoffgehaltskenngrößen dargestellt. Neben einer stationsweisen Trennung der Kenngrößen nach Flut- und Ebbephase (Abb. 24 links und mitte) zeigt Abb. 24 (rechts) den Zusammenhang zwischen den parametrisierten Flut- und Ebbegrößen.

Die Ergebnisse weisen jeweils höhere Flut- als Ebbegrößen aus, insbesondere ergeben sich signifikante Unterschiede bei den parametrisierten Minimalwerten. Diese Unterschiede stehen im Zusammenhang mit unterschiedlichen Sedimentationsbedingungen bei Flut- und Ebbestromkenterung. Unter Berücksichtigung der Wasserüberdeckung kann eine Mindestsinkgeschwindigkeit für nur noch unterhalb des Messhorizontes befindliche Schwebstoffe in Abhängigkeit der Kenterdauer (hier: v < 0,2 m/s) abgeschätzt werden.

Für Gandersum ergibt sich dieser Wert beispielsweise zu rd. 0,2 mm/s bei Flutstromkenterung und rd. 1,0 mm/s bei Ebbestromkenterung. An den übrigen Stationen fehlen geeignete Strömungsmessungen, es ist jedoch von ähnlichen Sedimentationsbedingungen bei Stromkenterung auszugehen.

Die minimale Schwebstoffführung bei Ebbe zeigt insbesondere in Gandersum einen nahezu konstanten Verlauf in Abhängigkeit vom mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide.

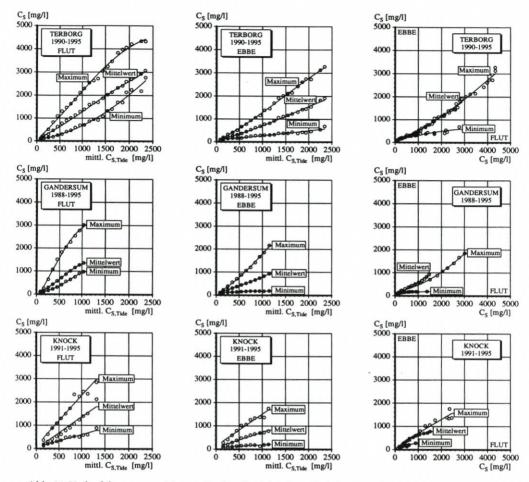


Abb. 24: Verlauf der parametrisierten Größen des Schwebstoffgehaltes bei Flut und Ebbe in Abhängigkeit vom mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide an den Stationen Terborg, Gandersum und Knock

Aus vorheriger Sinkgeschwindigkeitsabschätzung folgt, dass der Schwebstoffanteil mit Sinkgeschwindigkeiten < 0,2 mm/s nur gering variiert und unwesentlich an der dynamischen Entwicklung der Schwebstoffe im Trübungsgebiet beteiligt ist.

Die nachfolgenden Auswerteschritte werden aufgrund der engen Zusammenhänge zwischen den parametrisierten Größen für den mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide vorgestellt und erläutert.

5.2.2 Abflussabhängige Schwankungen der Schwebstoffführung

Zur Bestimmung abflussbedingter Schwankungen der Schwebstoffführung erfolgt eine Klassifizierung der Schwebstoffgehaltsgrößen nach dem mittleren Prakt. Salzgehalt gemäß dem in Abschn. 4 vorgestellten Analysekonzept. Die Ergebnisse für den mittleren Schweb-

stoffgehalt über die Tide an den Stationen Leer/Leda⁶, Terborg, Gandersum und Knock sind in Abb. 25 dargestellt. Die jeweils höchsten Schwebstoffgehalte wurden mit dem maßgebenden Abfluss (vgl. Abschn. 5.1.3) gekennzeichnet, ein Bereich hoher Schwebstoffführung (> 75 % des lokalen Maximalwertes) zusätzlich schraffiert.

Abb. 25 lässt erkennen, dass der Zusammenhang zwischen mittlerem Prakt. Salzgehalt und der Schwebstoffführung lokationsspezifischen Bedingungen unterliegt. Werden die Ergebnisse der Oberwasserführung zugeordnet, ergibt sich für die lokal höchste Schwebstoffführung ein stetiger Anstieg des zugehörigen maßgebenden Abflusses in stromabwärtiger Richtung des Ästuars (vgl. auch Tab. 4).

Die insgesamt höchste Schwebstoffführung wurde an der Station Terborg ermittelt. Sowohl an der Station Leer/Leda als auch an der Knock liegen die höchsten Schwebstoffgehalte jeweils im Grenzbereich der aufgetretenen Abflussverhältnisse. Daher kann bei Unterschreitung (Leer/Leda) bzw. Überschreitung (Knock) der bisher eingetretenen Oberwasserführung ein weiterer Anstieg der Schwebstoffführung erwartet werden. Die niedrigsten Schwebstoffkonzentrationen mit rd. 30 bis 150 mg/l treten im Süßwasserbereich auf.

Die Ergebnisse zeigen eine signifikant abflussabhängige Schwebstoffführung in der Unterems mit hoher Sensitivität bei niedrigen Abflüssen.

Abflussverhältnisse bei lokal höchster Schwebstoffführung			
Station	Maßg. Abfluss Qo [m³/s]	Mittl. Prakt. Salzgehalt S _p [–]	
Leer/Leda	< 22	> 1,25	
Terborg	rd. 33	2,25	
Gandersum	rd. 50	6,0	
Knock	> 500	< 5,25	

Tab. 4: Abflussverhältnisse bei lokal höchster Schwebstoffführung

Die aufgezeigte Entwicklung der Schwebstoffführung kann für alle mittleren und maximalen Größen nachgewiesen werden. Für die minimalen Größen gilt dieses hingegen nur eingeschränkt, da diese eher als Indikatoren für die Sinkeigenschaften der Schwebstoffe zu verstehen sind (vgl. Abschn. 5.2.1).

5.2.3 Jahreszeitliche Schwankungen der Schwebstoffführung für ein mittleres Abflussjahr

Zur Quantifizierung jahreszeitlicher Schwankungen der Schwebstoffführung gemäß dem Auswertekonzept in Abschn. 4 wird eine zweidimensionale Betrachtung der Datenkollektive erforderlich. Die Klassifizierung der parametrisierten Messgrößen des Schwebstoffgehaltes erfolgt sowohl in Abhängigkeit des Oberwasserabflusses als auch in äquidistanter Unterteilung des Kalenderjahres.

⁶ Vom ehem. StAWA Aurich wurden parametrisierte Zeitreihen des mittleren Schwebstoffgehaltes bei Flut und Ebbe zur Verfügung gestellt; die Datendichte und -aufbereitung weicht etwas von dem vorgestellten Auswertekonzept ab, dennoch sollen die Ergebnisse für vergleichende Betrachtungen herangezogen werden.

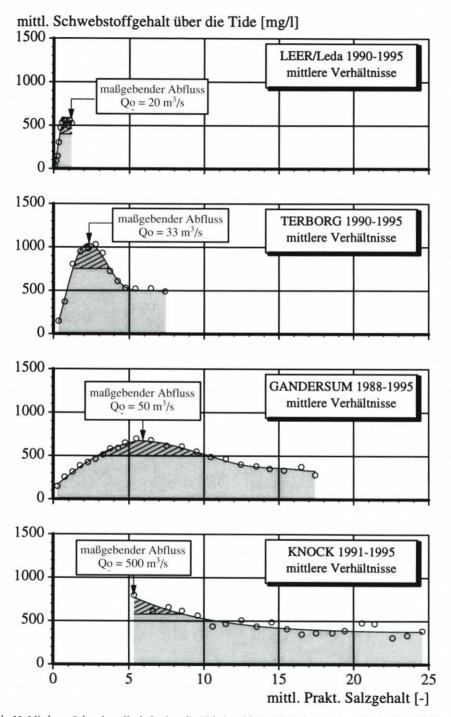


Abb. 25: Mittlerer Schwebstoffgehalt über die Tide in Abhängigkeit des mittleren Prakt. Salzgehaltes an den Stationen Leer/Leda, Terborg, Gandersum und Knock

Für einen generellen Überblick und zur vereinfachten Darstellung der Untersuchungsergebnisse werden die Resultate zusammenfassend für alle Stationen am Beispiel des mittleren Schwebstoffgehaltes über die Tide in monatlichen Schritten für ein mittleres Abflussjahr in Abb. 26 wiedergegeben. Der Jahresgang des mittleren monatlichen Abflusses am Pegel Versen (vgl. auch Abb. 15) ist, mit besonderer Kennzeichnung des jeweils betrachteten Monats, gesondert ausgewiesen.

Die Schwebstoffführung unter Berücksichtigung jahreszeitlicher Einflüsse stellt sich demnach für ein mittleres Abflussjahr wie folgt dar:

Bei hoher Oberwasserführung ($Q_o > 100 \text{ m}^3/\text{s}$) in den Monaten Januar bis März ergibt sich ein deutlicher Anstieg der Schwebstoffführung in seewärtiger Richtung. An den ganz bzw. weitgehend im Süßwasserbereich der Ems liegenden Stationen stromauf des Dollarts werden in diesem Zeitraum – über den Jahreszyklus gesehen – die niedrigsten Schwebstoffgehalte beobachtet, während die Lokation Knock in der Außenems hohe Werte aufweist.

Mit geringer werdendem Abfluss im April steigen die Schwebstoffgehalte an den Lokationen Terborg und Gandersum an, während die Werte an der Knock abnehmen und im Jahreszyklus den niedrigsten Stand erreichen. Im Mai steigt der Schwebstoffgehalt erstmals auch in der Leda an. Zu diesem Zeitpunkt werden in Terborg und Gandersum vorläufig maximale Werte erreicht.

Die Schwebstoffführung im Juni ist durch ansteigende Werte in der Leda und an der Knock sowie fallende Werte in Terborg und Gandersum gekennzeichnet.

Während in Gandersum noch bis August abnehmende Schwebstoffgehalte auftreten, steigen die entsprechenden Größen in Leer/Leda und Terborg stetig an und erreichen an den Stationen Leer/Leda, Terborg und Gandersum im Oktober maximale Werte. An der Knock wird dagegen nach relativ hohen Werten im Juli eine geringe Reduktion der Schwebstoffführung ermittelt.

Mit signifikanter Zunahme des Oberwasserabflusses im November tritt eine Reduktion der Schwebstoffführung oberhalb des Dollarts ein, wobei insbesondere in Leer und Terborg eine erhebliche Abnahme dokumentiert wird. An der Knock steigt der Schwebstoffgehalt hingegen wieder an und erreicht im Dezember bei hoher Oberwasserführung maximale Werte. Die Schwebstoffverteilung im Ems-Ästuar weist für Dezember seewärts ansteigende Werte aus und unterscheidet sich nur geringfügig von der Situation in den ersten drei Monaten des Jahreszyklusses.

Aus dem Jahreszyklus wird insgesamt eine signifikante Verlagerung der Trübungszone erkennbar. Die jeweils höchsten Schwebstoffgehalte entlang des Ästuars treten in den Monaten Dezember bis März an der Knock, im April in Gandersum und von Mai bis November in Terborg auf.

Die hohen Schwebstoffgehalte an der Knock bei niedriger Oberwasserführung in den Monaten Juli und August bei gleichzeitig niedriger Oberwasserführung weisen auf ein zweites, seeseitiges Trübungsmaximum im Bereich hoher Salzgehalte hin; dieses ist auch aus anderen Ästuarien bekannt (vgl. KÜHL u. MANN, 1961).

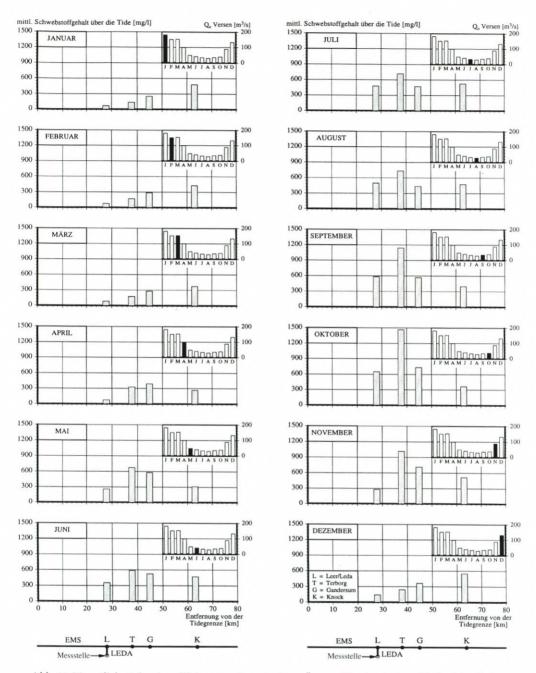


Abb. 26: Monatliche Schwebstoffführung entlang des Ems-Ästuars für ein mittleres Abflussjahr (Lokationen vgl. Abb. 7)

5.2.4 Schlussfolgerungen hinsichtlich ästuariner Transportprozesse für ein mittleres Abflussjahr

a.) Ermittlung charakteristischer Transportverhältnisse

Zur Abschätzung der Feststofffrachten wurde der mittlere jährliche Eintrag in das Tidegebiet aus den täglichen Abfluss- und Schwebstoffgehaltsmessungen am Pegel Versen bestimmt (vgl. Tab. 5).

Tab. 5: Mittlere jährliche Feststofffracht an der Tidegrenze und minimale jährliche Feststofffrachten im Tidegebiet der Ems

	Jährliche Feststof	ffrachten der Ems	
tidefreier Bereich (Mittlere Feststofffracht)		Tidegebiet (Minimale Feststofffracht)	
Versen	60 000 t/Jahr	Terborg Gandersum Knock	530 000 t/Jahr 490 000 t/Jahr 550 000 t/Jahr

Die Abschätzung der minimalen Feststofffrachten im Ems-Ästuar basiert auf folgenden

- Die minimale querschnittsgemittelte Schwebstoffkonzentration während der Tide ist durch den parametrisierten Minimalwert an den Messstationen beschreibbar.
- Die minimale Schwebstoffkonzentration wird zur Abschätzung der geringsten Schwebstofffrachten während der gesamten Tidedauer angesetzt.
- Der Abfluss im Tidegebiet wird vereinfachend als stetig angesetzt und durch die Messungen am Pegel Versen erfasst.

Die Ergebnisse weisen signifikant höhere Schwebstofffrachten innerhalb des Tidegebietes aus und sind mit einem erhöhten Schwebstoffaustrag gleichbedeutend. Dieser gegenüber dem tidefreien Abschnitt höhere Schwebstoffaustrag ist nur möglich, wenn dem ein seeseitiger Eintrag gegenübersteht, so dass zumindest zeitweise ein resultierend stromauf gerichteter Schwebstofftransport erfolgen muss.

Zur näheren Erfassung der ästuarinen Transportdynamik wird das Gesamtdatenkollektiv in mehrjährige Monatskollektive aufgeteilt und entsprechend der Klassifizierung nach dem mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide das Verhältnis der mittleren und maximalen Flut- zu den entsprechenden Ebbegrößen betrachtet. Durch die zuvor beschriebene Notwendigkeit eines zumindest zeitweise resultierend stromaufwärtig wirkenden Schwebstofftransportes sind Unterschiede im Verhältnis der parametrisierten Flut- und Ebbegrößen zu erwarten.

Die Ergebnisse weisen für die Stationen Terborg und Gandersum jahreszeitliche Unterschiede zwischen den Flut- und Ebbegrößen aus; die ermittelte Bandbreite ist in Abb. 27 dargestellt. Danach tritt in jedem Fall resultierend stromaufwärtiger Schwebstofftransport in Gandersum im Mai/Juni und in Terborg im Juli/August auf.

Die Messreihen an der Station Knock wiesen hingegen keinen Zeitraum mit überproportional hohen Flutgrößen auf. Im Unterschied zu den Messreihen in der Unterems wird an der Knock die höchste Schwebstoffführung bei maximaler Oberwasserführung

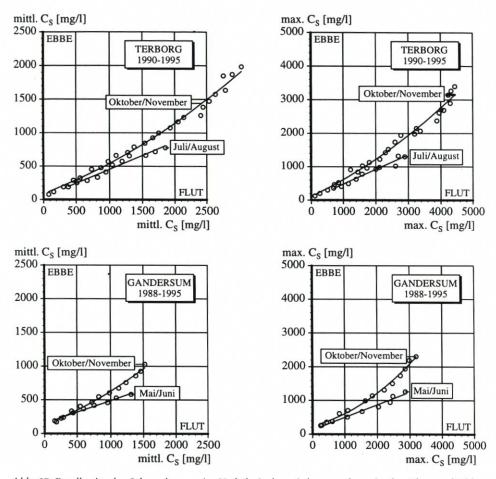
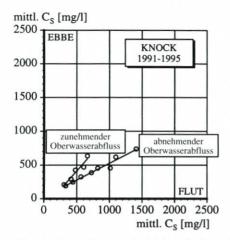


Abb. 27: Bandbreite der Schwankungen im Verhältnis der mittleren und maximalen Flut- und Ebbegrößen an den Stationen Terborg und Gandersum

in den Wintermonaten beobachtet. Bedingt durch den episodischen Charakter der Hochwasserereignisse können entsprechende Schwebstoffgehaltsschwankungen mit der zuvor gewählten Vorgehensweise nicht immer hinreichend erfasst werden. Daher wurden die parametrisierten Schwebstoffgehalte der Monate November bis März in Datenkollektive mit zunehmendem bzw. abnehmendem Oberwasserabfluss aufgeteilt und, wie zuvor für Terborg und Gandersum, nach dem mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide klassifiziert. Die Ergebnisse für die Flut- und Ebbegrößen sind in Abb. 28 zusammengefasst.

Für die Flutgrößen konnte eine überproportionale Zunahme der Schwebstoffführung mit abnehmendem Oberwasserabfluss festgestellt werden. Überproportional hohe Schwebstoffgehalte bei Ebbe wurden hingegen mit zunehmendem Abfluss erreicht. Resultierend stromaufwärtiger Schwebstofftransport tritt somit bei abklingendem Oberwasserabfluss nach einem Hochwasserereignis auf, während der ansteigende Ast eines Hochwasserereignisses zu resultierend stromabwärtigen Schwebstofftransport führt.



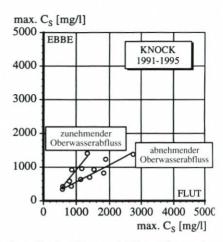


Abb. 28: Schwankungen im Verhältnis der mittleren und maximalen Flut- und Ebbegrößen an der Station Knock infolge zu- bzw. abnehmender Oberwassserführung

b.) Schlussfolgerungen

Hohe Schwebstoffgehalte treten in der Unterems erst bei mittlerem bzw. niedrigem Abfluss auf (vgl. Abschn. 5.2.2). Die zugehörige Schwebstoffführung wird in diesem Flussabschnitt, im Gegensatz zur Außenems, nicht durch einzelne Ereignisse, sondern durch den längerfristigen Verlauf der Oberwasserführung geprägt.

Die Ermittlung der Abfluss- und Jahreszeit abhängigen Schwebstoffführung in diesem Abschnitt hat gezeigt, dass ein lokales Maximum der Schwebstoffführung den Übergang von resultierend stromauf- zu stromabwärtigen Schwebstofftransport beschreibt (vgl. Tab. 6). Eine weitere Reduktion des Abflusses hat für die betrachtete Lokation auf jeden Fall resultierend stromauf gerichteten Schwebstofftransport zur Folge.

Jahreszeitliche Schwankungen der Schwebstoffführung spiegeln somit neben dem Oberwasserabfluss auch veränderte Transportbedingungen im Ästuar wieder und führen u.a. zu gegenüber dem Oberwasserabfluss zeitverschobenen Akkumulations- und Austragseffekten in der Trübungszone. Dieser Zeitversatz variiert mit der Abflussdifferenz zum zugehörigen Abfluss bei lokal höchster Schwebstoffführung. Hohe Abflussdifferenzen zu diesem im Längsschnitt variierenden Abfluss haben geringe Reaktionszeiten der Schwebstoffführung in der Trübungszone zur Folge. Derartige Unterschiede treten im Ems-Ästuar jedoch nur bei Hochwasserereignissen auf.

Der zentrale Bereich der Trübungszone liegt erst bei hohen Abflüssen im Bereich der Außenems. Da hohe Abflüsse zumeist episodischen Charakter aufweisen, wurde an der Knock eine ereignisbezogene Schwebstoffführung mit resultierend stromabwärtigen Schwebstofftransport bei ansteigendem Abfluss und resultierend stromaufwärtiger Schwebstofftransport bei abklingenden Hochwasserereignissen festgestellt.

Unklarheiten hinsichtlich der ästuarinen Schwebstoffdynamik in der Ems bestehen weiterhin im Bereich stromauf der Ledamündung, da die bei niedriger Oberwasserführung ermittelten Ergebnisse wegen der zunehmenden Tideasymmetrie und der Abfluss abhängigen Salzgehaltsentwicklung nicht ohne weiteres übertragbar sind. Darüber hinaus bleibt auch unklar, ob die Schwebstoffdynamik der Ems oberhalb von Terborg durch die Station Leer/Leda hinreichend erfasst werden konnte.

Tab. 6: Abflussverhältnisse und Schwebstoffführung im Ems-Ästuar zwischen Ledamündung und Dollart

Zwischen Ledamündung und Dollart					
		Leer/Leda	Terborg	Gandersum	
maßgebender Abfluss bei lokal höchster Schwebstoffführung		$Q_o \le 20 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q_o \approx 33 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q_o \approx 50 \text{ m}^3/\text{s}$	
maximaler resultierend stromauf- wärtiger Schwebstofftransport		- Juli/August		Mai/Juni	
maximaler resultierend stromab- wärtiger Schwebstofftransport		-	Oktober/ November	Oktober/ November	
Unterschreitung	50 m ³ /s		Mai		
mittl. monatl.	$33 \text{ m}^3/\text{s}$		Juli		
Abflüsse	$20 \text{ m}^3/\text{s}$		niemals		
Überschreitung	20 m ³ /s		immer		
mittl. monatl.	$33 \text{ m}^3/\text{s}$		September/Oktober	7	
Abflüsse 50 m ³ /s		Oktober/November ⁷			

5.2.5 Quantitative Abschätzung der Schwebstoffakkumulation in der Trübungszone für ein mittleres Abflussjahr

Die nachfolgende Abschätzung der Schwebstoffakkumulation geht von zahlreichen Vereinfachungen aus und kann daher nur als erste Näherung angesehen werden. Insbesondere die wenigen Messlokationen im Längsprofil sowie die nur einzelnen Messpunkte im Querschnitt weisen auf Unsicherheiten für quantitative Betrachtungen hin. Darüber hinaus ermöglichen die vorhandenen Messpunkte keine vollständige Erfassung der Trübungszone, so dass nur der Abschnitt zwischen der Ledamündung und Gandersum betrachtet werden kann.

Dennoch soll, ausgehend von etwa gleicher Oberwasserführung im Mai und Oktober, eine Bilanzierung für diesen rd. 5-monatigen Zeitraum vorgenommen werden⁸. Neben dem mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide wurde die Bilanzierung auch für die minimalen und maximalen Kennwerte während der Tide zur Erfassung tidebedingter Änderungen sowie der insgesamt mobilisierungsfähigen Schwebstoffe durchgeführt (vgl. Tab. 7).

Die Bilanzierung weist nahezu eine Verdoppelung der Schwebstoffmasse für den mittleren Schwebstoffgehalt über die Tide in dem betrachteten Teilabschnitt aus. Bei der Bilanzierung der maximal suspendierfähigen Schwebstoffe wird weiterhin deutlich, dass der land-

Ohne Berücksichtigung des Hochwasserereignisses vom Sept./Okt. 1993 wird ein mittlerer monatlicher Oberwasserabfluss von 33 m³/s erst im Oktober und von 50 m³/s erst im November überschritten

⁸ Für die Bilanzierung wurde vereinfachend das Wasservolumen bei Tidemittelwasser zu Grunde gelegt

seitige Schwebstoffeintrag nicht ausreicht, um die Akkumulation in der Trübungszone zu erklären. Diese Abschätzung, die den Bereich oberhalb der Ledamündung gleichfalls nicht berücksichtigt, weist ebenso auf die Notwendigkeit von resultierend stromauf wirkendem Schwebstofftransport in dem Zeitfenster von Mai bis Oktober hin.

Tab. 7: Schwebstoffbilanzierung in der Trübungszone während niedriger Sommerabflüsse

Schweb Abschnitt: Ledan		übungszone des I .ndersum Zeitr		tober	
	Mai	Oktober	Differenz	Landseitiger	
Mittlerer Schwebstoffgehalt	19 100 t	36 600 t	17 500 t	Schwebstoff- eintrag in das	
Minmaler Schwebstoffgehalt	6100 t	9400 t	3 300 t	Tidegebiet (Mai	
Maximaler Schwebstoffgehalt	49 200 t	81 000 t	31 800 t	bis Oktober):	
Differenz	43 100 t	71 600 t	28 500 t	15 000 t	

5.2.6. Schlussfolgerungen hinsichtlich der räumlichen Variabilität der Brackwasser- und Trübungszone

Aus den in Abschn. 5.2.3 vorgestellten Untersuchungsergebnissen kann die Verlagerung der Brackwasser- und Trübungszone über den Jahreszyklus sowohl in Abhängigkeit eines mittleren Abflussjahres ($MQ_{(1988/95)} = 88 \text{ m}^3/\text{s}$; vgl. Abb. 26) ermittelt als auch für die Bandbreite der niedrigsten und höchsten mittleren monatlichen Abflüsse (vgl. Abb. 15) abgeschätzt werden. Die damit erfassbare Bandbreite reicht von einem mittleren Jahresabfluss von rd. 41 m³/s bis zu 167 m³/s. Diese Werte werden von der vorliegenden Zeitreihe des mittleren Jahresabflusses 1957/95 lediglich einmal unterschritten ($MQ_{(1960)} = 34,1 \text{ m}^3/\text{s}$), der Höchstwert liegt mit $MQ_{(1994)} = 130,7 \text{ m}^3/\text{s}$ innerhalb der o.g. Bandbreite.

Die Abfluss- und Jahreszeit abhängige Entwicklung der Schwebstoffführung sowie der Brackwasserzone für ein mittleres Abflussjahr ist in Abb. 29 dargestellt, aus der wiederum die stromaufwärtige Verlagerung der Brackwasser- und Trübungszone bei abnehmender Oberwasserführung deutlich sichtbar wird. Die stromaufwärtigste Lage der Brackwasserzone wird im August erreicht, mit zunehmendem Abfluss wandert diese wieder stromab. Außerdem ist die bereits ausführlich beschriebene enge Kopplung zwischen Abfluss und Salzgehalt ganzjährig erkennbar.

Die stromaufwärtigste Position der Trübungszone tritt zwischen August und Oktober auf. Die Trübungszone konnte jedoch nicht vollständig erfasst werden, insbesondere unter der Maßgabe, dass die am weitesten stromauf gelegene Messstelle in der Leda liegt. Bei wieder stromab wandernder Trübungszone treten im Oktober die höchsten Schwebstoffkonzentrationen auf.

Ausgehend von dem gleichen Gewässerabschnitt zeigt Abb. 30 die Schwebstoff- und Salzgehaltsentwicklung für den niedrigsten und höchsten mittleren monatlichen Abfluss (vgl. Abb. 15).

Für den erstgenannten Abflusszyklus liegt die oberstromseitige Brackwassergrenze (mittl. $S_p = 0,5$) mehr als ein halbes Jahr oberhalb der Messstelle Leer/Leda. An der Station Terborg wird unter diesen Bedingungen für mehr als 2 Monate mesohalines Brackwasser angetroffen. Das Maximum der Trübungszone wird hier in den Sommermonaten nur unzureichend erfasst und liegt stromauf der Ledamündung. Die Schwebstoffkonzentrationen ent-

Mittlere Abflussverhältnisse 1988/95

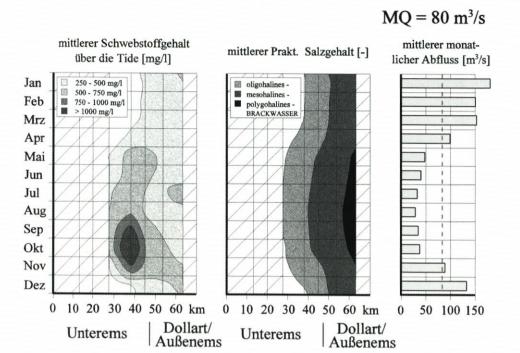


Abb. 29: Trübungs- und Brackwasserzone bei mittleren Abflussverhältnissen über den Jahreszyklus zwischen Ledamündung und Knock

lang des Ästuars übersteigen während des gesamten Jahres die entsprechenden Werte bei mittleren Verhältnissen, wobei die Maximalwerte gegenüber dem mittleren Verlauf rd. 1 Monat später eintreten.

Im Jahreszyklus mit höchstem monatlichem Abfluss treten dagegen wesentlich geringere Schwebstoffkonzentrationen auf. Maximale Werte werden zudem bereits im August/September erreicht. Die Trübungszone kann unter diesen Bedingungen am oberstromseitigen Ende fast vollständig erfasst werden, da das Trübungsmaximum zwischen Terborg und Gandersum liegt.

Insgesamt ergibt sich aus den vergleichenden Betrachtungen, dass die Trübungszone zu gleicher Jahreszeit in Abhängigkeit der Oberwasserführung um mehr als 20 km variieren kann und damit die Lageänderungen der Brackwasserzone (rd. 8–12 km) übersteigt.

6. Empfehlungen für künftige Untersuchungen

Zur Erweiterung des Kenntnisstandes hinsichtlich der längerfristigen Schwebstoffdynamik im Ems-Ästuar werden weitere, dauerhaft betriebene Messungen im Bereich oberhalb der Ledamündung benötigt, die auch zur verbesserten Bilanzierung der Schwebstoffakkumulation in der Trübungszone herangezogen werden können.

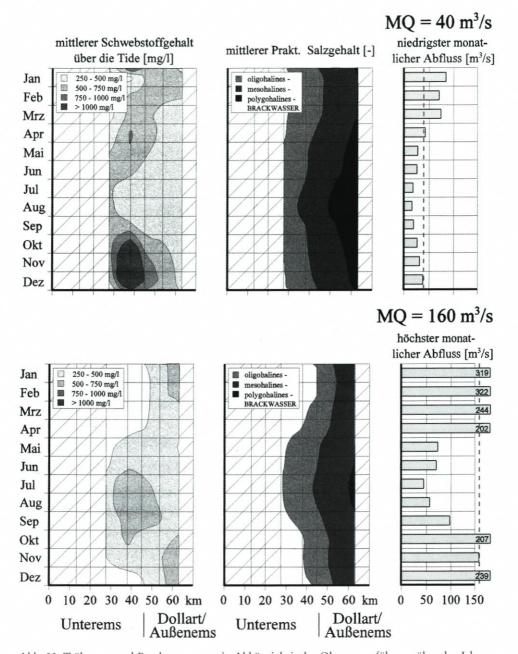


Abb. 30: Trübungs- und Brackwasserzone in Abhängigkeit der Oberwasserführung über den Jahreszyklus (oben: bei niedrigstem monatlichem Abfluss; unten: bei höchstem monatlichem Abfluss; vgl.

Abb. 15) zwischen Ledamündung und Knock

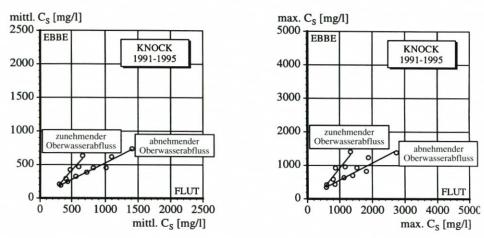


Abb. 31: Schwankungen im Verhältnis der mittleren und maximalen Flut- und Ebbegrößen an der Station Knock infolge zu- bzw. abnehmender Oberwassserführung

Die dauerhaft betriebenen Wasserstands-, Leitfähigkeits- und Trübungsmessungen sollten auf jeden Fall weitergeführt werden, wobei eine vollständige Erfassung hoher Schwebstoffkonzentrationen in den Herbstmonaten sicherzustellen ist. Für die verbesserte Erfassung transportrelevanter Änderungen der Schwebstoffdynamik sollten auch Strömungsmessungen integriert werden.

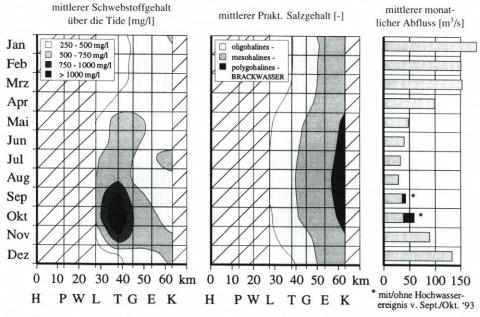
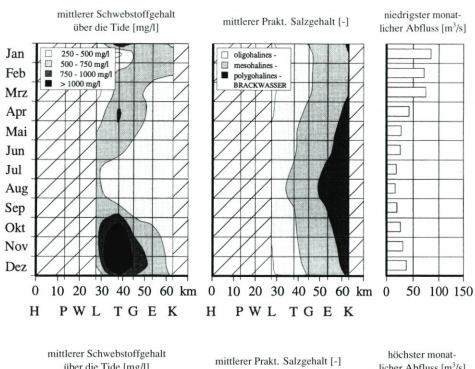


Abb. 32: Trübungs- und Brackwasserzone bei mittleren Abflussverhältnissen über den Jahreszyklus zwischen Ledamündung und Knock (H = Herbrum, P = Papenburg, W = Weener, L = Leer/Leda, T = Terborg, G = Gandersum, E = Emden, K = Knock; vgl. Abb. 7)



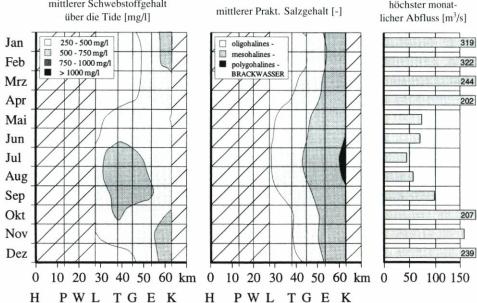


Abb. 33: Trübungs- und Brackwasserzone in Abhängigkeit der Oberwasserführung über den Jahreszyklus (oben: bei niedrigstem monatlichem Abfluss; unten: bei höchstem monatlichem Abfluss; vgl. Abb. 16) zwischen Ledamündung und Knock (H = Herbrum, P = Papenburg, W = Weener, L = Leer/Leda, T = Terborg, G = Gandersum, E = Emden, K = Knock; vgl. Abb. 7)

Durch die gezielte Verdichtung des vorhandenen Messnetzes ist eine substantielle Verbesserung der Schwebstoffbilanzierung in der Trübungszone des Ems-Ästuars zu erwarten. An Dauermessungen gekoppelte, kürzere Messreihen im Querschnitt zur gezielten Erweiterung des Kenntnisstandes innerhalb der Fließquerschnitte wären ebenfalls wünschenswert.

Darüber hinaus sollte der Wissensstand über die Dynamik von Schlickablagerungen an der Gewässersohle erweitert werden. Neuartige Geräte mit hoher zeitlicher und lotrechter Auflösung (vgl. MANZENRIEDER u. SNIPPE, 1991) erlauben beispielsweise entsprechende punktuelle Beobachtungen.

Die Anwendung des vorgestellten Konzeptes auf weitere Messstellen im stromaufwärtigsten Teil des Brackwassergebietes oberhalb der Ledamündung wird hinsichtlich der indirekten Abflussermittlung aus Salzgehaltsmessungen auf Schwierigkeiten stoßen. Bedingt durch die geringere Entfernung von der Abflussmessstelle in Versen wird eine Übertragung dieser Messwerte auf Lokationen im stromaufwärtigen Teil des Ästuars jedoch erleichtert. Darüber hinaus sollte die Verwendung von Messdaten der Abflussmessstelle Herbrum geprüft werden.

Numerische Modelle werden z. Zt. hauptsächlich zur Simulation der aus dem halbtägigen Tidegeschehen resultierenden Schwebstoffdynamik verwendet. Zur Langzeitsimulation der ästuarinen Schwebstoffdynamik sind Weiterentwicklungen der vorhandenen Modelle hinsichtlich des resultierenden Transportgeschehens erforderlich. Dazu werden neben einer höheren Datendichte transportrelevanter Größen im Fließquerschnitt auch Messdaten hinsichtlich der Dynamik temporärer Schlickablagerungen im Bereich der Trübungszone benötigt.

In zukünftigen Modelluntersuchungen sollte, insbesondere für die längerfristige Simulation der Schwebstoffführung, die veränderliche Wirkung des Oberwasserabflusses stärker berücksichtigt werden. Für eine entsprechende Modellierung der ästuarinen Schwebstoffdynamik sind über die Modellgrenzen hinausgehende Austauschvorgänge besonders kritisch, dieses sollte bei der Festlegung des Simulationsgebietes berücksichtigt werden.

7. Symbolverzeichnis

Zeichen	Begriff	Einheit
A	Querschnittsfläche	m^2
C_{s}	Schwebstoffgehalt	mg/l
HMQ	Höchster mittlerer Abfluss	m^3/s
HQ	Höchster eingetretener Abfluss	m^3/s
K _e	Ebbestromkenterpunkt	_
K_f	Flutstromkenterpunkt	_
MHQ	Mittlerer höchster Abfluss	m^3/s
MNQ	Mittlerer niedrigster Abfluss	m^3/s
MQ	Mittlerer Abfluss	m^3/s
MThw	Mittleres Tidehochwasser	PNP + m
MTnw	Mittleres Tideniedrigwasser	PNP + m
max. C _{S.e}	Maximaler Schwebstoffgehalt bei Ebbe	mg/l
max. C _{S,f}	Maximaler Schwebstoffgehalt bei Flut	mg/l
max. S _p	Maximaler Praktischer Salzgehalt	_
min. $C_{S,e}^r$	Minimaler Schwebstoffgehalt bei Ebbe	mg/l

Minimaler Schwebstoffgehalt bei Flut	mg/l
	_
	mg/l
	mg/l
	mg/l
	-
	m^3/s
	m^3/s
	M
Oberwasserabfluss	m^3/s
Salzgehalt	‰
	_
	°C
Ebbedauer	S
Flutdauer	S
Tidedauer	S
Ebbestromdauer	S
Flutstromdauer	S
Tidehub	M
Tidehochwasser	PNP + m
Tidemittelwasser	PNP + m
Tideniedrigwasser	PNP + m
Trübung	%
Volumen des Oberwasserabflusses	m^3
Gesamtvolumen	m^3
Ebbeströmung	m/s
Flutströmung	m/s
Kritische Strömungsgeschwindigkeit	m/s
Wasserstand	PNP + m
Elektrische Leitfähigkeit	mS/cm
	Salzgehalt Praktischer Salzgehalt Wassertemperatur Ebbedauer Flutdauer Tidedauer Ebbestromdauer Flutstromdauer Tidehub Tidehochwasser Tidemittelwasser Tideniedrigwasser Trübung Volumen des Oberwasserabflusses Gesamtvolumen Ebbeströmung Flutströmung Kritische Strömungsgeschwindigkeit Wasserstand

8. Schriftenverzeichnis

- ALLEN, G. P.; CASTING, P.: Suspended sediment transport from the Gironde estuary (France) onto the adjacent continental shelf. Marine Geology 14 S. M47-M53, 1973.
- ALLEN, G. P.; SALOMON, J. C.; BASSOULLET, P.; PENHOAT, Y. DU u. GRANDPRÉ, C. DE: Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. Sediment Geology 26, S. 69–90, 1980.
- BODÉ, C.: Diatomen und Schlick. Festschrift der Naturforschenden Gesellschaft zu Emden, S. 3–105, 1915.
- Brandt, H.: Experimentelle Untersuchungen des Sinkverhaltens von Elbeschwebstoffen in Abhängigkeit von der Schwebstoffkonzentration und des Wassersalzgehaltes. Diplomarbeit im Studiengang "Verfahrenstechnik", Fachhochschule Hamburg, 1985.
- BURT, T. N.: Field settling velocities of estuary muds. Metha, A.J. (ed.) Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Estuarine Cohesive Sediment Dynamics, Springer-Verlag 14 S. 126–150, 1986.
- BURT, T. N. u. STEVENSON, J. R.: Field settling velocity of Thames mud. Hydraulics Research Station Wallingford No. IT 251, S. 1–10, 1983.
- CASPERS, H.: Der Einfluss der Elbe auf die Verunreinigung der Nordsee. Helgoländer wissenschaftliche Meeresuntersuchungen 17, S. 422–434, 1968.

- DELO, E. A. u. BURT, T. N.: The hydraulic engineering characteristics of estuarine muds. Hydraulics Research Station Wallingford No. SR 77, 1986.
- DYER, K. R.: Sediment processes in estuaries: future research requirements. Journal of Geophysical Research Vol. 94 (C10) S. 14327–14339, 1989.
- EISMA, D.: Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. Netherlands Journal of Sea Research 20(2/3), S. 183–199, 1986.
- FANGER, H.-U.; NEUMANN, L.; OHM, K. u. RIETMÜLLER, R.: MASEX'83, Eine Untersuchung über die Trübungszone der Unterweser. Die Küste Heft 42, S. 171–187, 1985.
- FESTA, J. F. u. HANSEN, D. V.: Turbidity maxima in partially mixed estuaries: A two dimensional numerical model. Estuarine and Coastal Marine Science 7, S. 347–359, 1978.
- Franzius, O.: Brackwasserprobleme im Tidebereich der Ems. Informationsschrift der WSD-Nordwest "Zwischen Weser und Ems" 17, S. 43–91, 1986.
- FÜHRBÖTER, A.; DETTE, H. H.; SCHULZE, M. u. VRIES, J. M. DE: Zur EDV-Auswertung von Salzgehalts- und Schwebstoffmessungen in der Ems bei Pogum in den Jahren 1959 bis 1961. Bericht aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig, (unveröffentlicht) Nr. 677, 1989.
- GRABEMANN, I.: Die Trübungszone im Weser-Ästuar: Messungen und Interpretationen. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH 92/E/15, 1992.
- GRABEMANN, I. u. KRAUSE, G.: Transport processes of suspended matter derived from time series in a tidal estuary. Journal of Geophysical Research 94 (C10), S. 14/373–14/379, 1989.
- GRABEMANN, I. u. KRAUSE, G.: Suspended matter transports in a tidal estuary on time scales from minutes to month. International Symposium on the Transport of Suspended Sediments and its Mathematical Modelling, Florence, S. 349–362, 1991.
- GRABEMANN, I.; KAPPENBERG, J. u. KRAUSE, G.: Comparison of the dynamics of the turbidity maxima in two coastal plain estuaries. Kausch, H.; Michaelis, W. (ed.) Archiv für Hydrobiologie, Special issues Advances in limnology, Schweizbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart 47 S. 195-205, 1996.
- Greiser, N.: Zur Dynamik von Schwebstoffen und ihren biologischen Komponenten in der Elbe bei Hamburg. Hamburger Küstenforschung 45, 1988.
- HAGEN: Über die Flut- und Bodenverhältnisse des preußischen Jade-Gebietes. Monatsberichte der königlichen preussischen Akademie der Wissenschaften, Sitzung der physikalisch mathematischen Klasse 16. Juni, Berlin, 1856.
- HENSEN, W.: Die Entwicklung der Fahrwasserverhältnisse in der Außenelbe. Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft (HTG) 18, S. 91–110, 1941.
- HENSEN, W.: Das Eindringen von Salzwasser in die Gezeitenflüsse und ihre Nebenflüsse, in Seekanäle und Häfen. Mitteilungen des Franzius-Institutes für Grund- und Wasserbau der TH Hannover Heft 3, S. 20–49, 1953.
- HENSEN, W.: Modellversuche für die untere Ems. Mitteilungen des Franzius-Institutes für Grund- und Wasserbau der TH Hannover Heft 6a und b, 1954.
- HINRICH, H.: Die Schwebstoffbelastung der Weser und der Vergleich mit Elbe und Ems. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, Sonderheft, S. 113–120, 1975.
- HÜBBE, H.: Über die Eigenschaften und das Verhalten von Schlick. Zeitschrift für Bauwesen Jg. 10, S. 1–19, 1860.
- KLÜNDER, A.: Laborversuche zur Flockenbildung und Sinkgeschwindigkeit von Elbschwebstoff. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH 88/E/64, 1988.
- KÜHL, H. u. MANN, H.: Vergleichende hydrochemische Untersuchungen an den Mündungen deutscher Flüsse. Verhandlungen der internationalen Vereinigungen theoretisch angewandte Limnologie 14, S. 451–458, 1961.
- LANG, G.: Zur Schwebstoffdynamik von Trübungszonen in Ästuarien. Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover 26, 1990.
- LANG, G.; SCHUBERT, R. u. MARKOFSKY, M.: Numerical simulation of a turbidity maximum under stratified conditions. Symposium of Stratified Flow, Passadena, S. 1–10, 1987.
- LENORMAND, C.; LEPEINTRE, F.; TEISSON, C.; MALCHEREK, A.; MARKOFSKY, M. u. ZIELKE, W.: Three-dimensional numerical modelling of estuarine processes. Mast Days and Euromar Market, Project Reports 1, S. 222–236, 1993.
- LEUSSEN, W. VAN: Erosion/deposition cycles in the Ems estuary. Kausch, H.; Michaelis, W. (ed.)
 Archiv für Hydrobiologie, Special issues Advances in limnology, Schweizbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart 47, S. 179–193, 1996.

- LÜDERS, K.: Entstehung der Gezeitenschichtung auf den Watten im Jadebusen. Senckenbergiana, Wissenschaftliche Mitteilungen Bd. 12, S. 229–254, 1930.
- MALCHEREK, A.: Mathematische Modellierung von Strömungen und Stofftransportprozessen in Ästuaren. Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover Nr. 44, S. 200, 1995.
- MANZENRIEDER, H. u. SNIPPE, B.: Kontinuierliche Beobachtungen der Gewässersohle mit einem Sandstandpegel. Die Küste Heft 52, S. 255–263, 1991.
- MARKOFSKY, M.; LANG, G. u. SCHUBERT, R.: Numerical simulation of unsteady suspended sediment transport. Euromech 192, S. 1–8, 1985.
- MAYER, A.: Über die Einwirkung von Salzlösungen auf die Absetzverhältnisse toniger Erden. Wollny, E. (ed.), Forschung auf dem Gebiet "Agrikulturphysik" 2 (3), S. 251–273, 1879.
- MEADE, R. H.: Transport and disposition of sediments in estuaries. Nelson, B.W. (ed.), Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries, The Geological Society of America, Inc. Memoir 133, S. 91–120, 1972.
- METHA, A. J.: Characterisation of cohesive sediment properties and transport processes in estuaries. Metha, A.J. (ed.) Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Estuarine Cohesive Sediment Dynamics, Springer-Verlag, S. 290–325, 1986.
- NICHOLS, M. N. u. POOR, G.: Sediment transport in a coastal plain estuary. Journal of the Waterways and Harbours Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers 93 (WW4), S. 83–95, 1967.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE (NLÖ) HILDESHEIM: Weser- und Emsgebiet Abflussjahr 1989. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, 1993.
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE (NLÖ) HILDESHEIM: Weser- und Emsgebiet Abflussjahr 1991. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, 1995.
- NÖTHLICH, I.: Untersuchungen über den Schlickhaushalt in der Unterelbe mit besonderer Berücksichtigung der biologischen Komponenten. Mitteilungen der Wasser- und Schiffahrtsdirektion Hamburg 17, 1967.
- Owen, M. W. u. Eng, C.: A detailed study of settling velocities of an estuary mud. Hydraulics Research Station Wallingford INT 78, 1978.
- OWEN, M. W.: The effect of the settling velocities of cohesive muds. Proceedings of the 14th Congress of International Association for Hydraulic Research (I.A.H.R.), Paris S. d4/1-d4/6, 1971.
- POSTMA, H.: Einige Bemerkungen über den Sinkstofftransport im Ems-Dollart Gebiet. Verhandelingen Koninklijk Nederlandsch Geologisch-Mijnbouwkundig Genootsschap, Geologische Serie 19, S. 103–110, 1960.
- POSTMA, H.: Suspended matter and secchi disc visibility in coastal waters. Netherlands Journal of Sea Research 1, S. 359–390, 1961.
- POSTMA, H. u. KALLE, K.: Die Entstehung von Trübungszonen im Unterlauf von Flüssen, speziell im Hinblick auf die Verhältnisse in der Unterelbe. Deutsche Hydrographische Zeitschrift 3, S. 137–144, 1955.
- PULS, W. u. KÜHL, H.: Field measurements of the settling velocities of estuarine flocs. Proceedings of the 3rd International Symposium on River Sedimentation, Mississippi 3, S. 525–536, 1986.
- Puls, W.; Kühl, H. u. Kraas, D.: Settling velocity of mud flocs: Measurement in the field and laboratory. Proceedings of Euromechanic 192, S. 29–32, 1985.
- REMANE, A.: Die Brackwasserfauna. Verhandlungen der Deutschen Zoologischen Gesellschaft 36, S. 34–74, 1934.
- SCHUCHARDT, B.: Zur Bedeutung physikalischer Prozesse für die Dynamik organischer Seston-Komponenten im inneren Weser-Ästuar. Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades Dr.rer.nat. des Fachbereiches 2, Biologie/Chemie der Universität Bremen, S. 1–111, 1990.
- SCHULZE, M.: Über die Abhängigkeit zwischen der elektrischen Leitfähigkeit und dem Salzgehalt am Beispiel von Untersuchungen im Ems-Ästuar. Mitteilungen aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig Heft 102, S. 229–251, 1988.
- SCHULZE, M.: Zur Dynamik des Schwebstoffhaushaltes in Brackwassergebieten am Beispiel des Ems-Ästuars. Mitteilungen aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig Heft 108, S. 1–153, 1990.
- SCHULZE, M. u. RUPERT, D.: Über Aufgaben und Ziele von Messungen in der Unterems an der

- Radioaktivitäts- und Gewässergütemeßstation Gandersum. Mitteilungen aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig Heft 105, S. 319–344, 1989.
- SCHULZE, M. u. SPINGAT, F.: Untersuchung zum Salzgehaltsregime in der Tide-Ems zwischen Terborg und Gandersum. Mitteilungen aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig Heft 111, S. 411–446, 1991.
- SCHULZE, M. u. VRIES, J. M. DE: Analyse der Schwebstoffe und Sedimente im Brackwassergebiet der Ems. Mitteilungen aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig Heft 111, S. 447–488, 1991.
- SCHULZE, M.; PULS, W. u. KÜHL, H.: Schwebstoff-Sinkgeschwindigkeitsmessungen in der Ems, Vergleich mit Messungen in der Elbe. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH 89/E/60, 1989.
- SEYFERT, F.: Das Wasser im Flutgebiet der Weser. Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen 13 Heft 1, S. 1–56, 1894.
- SPINGAT, F.: Analyse der Schwebstoffdynamik in der Trübungszone eines Tideflusses. Mitteilungen aus dem Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig Heft 139, S. 1–187, 1997.
- UNCLES, R. J.; ELLIOTT, R. C. A. u. WESTON, S. A.: Observed fluxes of water, salt and sus-pended sediment in a partly mixed estuary. Estuarine, Coastal and Shelf Science 20, S. 147–167, 1985.
- UNCLES, R. J.; ELLIOTT, R. C. A.; WESTON, S. A.; PILGRIM, D. A.; ACKROYD, D. R.; MCMILLIAN, D. J. u. LYNN, N. M.: Synoptic observations of salinity, suspended sediment and vertical current structure in a partly mixed estuary. Kreeke, J. van de (ed.) Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Physics of Shallow Estuaries and Bays, Springer-Verlag 16, S. 58–70, 1986.
- UNESCO: Background papers and supporting data on the practical salinity scale. UNESCO Technical Papers in Marine Science 36, 1981.
- VRIES, J. M. DE: Über die Koagulation in der Brackwasserzone von Tideflüssen. Diplomarbeit aus dem Lehrgebiet "Hydromechanik und Küstenwasserbau", Leichtweiß-Institut für Wasserbau, TU Braunschweig, 1989.
- Wellershaus, S.: Turbidity maximum and mud shoaling in the Weser estuary. Archiv für Hydrobiologie 92, S. 161–198, 1981.
- Wellershaus, S.: Die Trübungswolke im Weser-Ästuar. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 26 (1/2), S. 2–6, 1982.
- ZIELKE, W.; MARKOFSKY, M. u. BLASE, T.: Numerische Modelle zur Simulation des Stoffhaushaltes von Ästuarien. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen Jg. 40 (3), S. 115–124, 1996.

KURZBEITRÄGE

Wegen des frühen Redaktionsschlusses beim Heft 60 und des Einschubs des Sonderhefts KLIBO konnten die folgenden Konferenzbeiträge erst in diesem Heft veröffentlicht werden.

26. Internationale Konferenz für Küsteningenieurwesen Kopenhagen, Dänemark, 1998

1. Allgemeines und Veranlassung

Die "International Conference on Coastal Engineering", auf der seit fast 50 Jahren alle zwei Jahre Küsteningenieure aus aller Herren Länder zusammenkommen, ist wohl das wichtigste internationale Forum für den Austausch von Ideen und Erfahrungen im Küsteningenieurwesen geworden. Der zunehmende Besuch dieser Konferenz – von über 600 eingereichten Beiträgen konnten diesmal nicht mehr als 330 zum Vortrag angenommen werden – zeigt ihre Attraktivität, das hohe Niveau und die Bedeutung sowohl für den praktizierenden Küsteningenieur als auch für den Forscher, für Ausführende und Manager gleichermaßen. Konferenzsprache ist Englisch; es wird keine Simultanübersetzung vorgehalten.

Sowohl die Beteiligung deutscher Küsteningenieure als auch die von kleineren und Entwicklungsländern hat in den letzten Jahren zugenommen. Traditionsgemäß haben die USA mit 75 Beiträgen den größten Anteil, dicht gefolgt von Japan mit 54 aktiven Teilnehmern. Aus dem europäischen Raum hatte, wie immer, Holland mit 45 Beiträgen den Löwenanteil, gefolgt von Dänemark (30 Beiträge), das auf internationalen Konferenzen für diesen Fachbereich eine zunehmend wichtige Rolle spielt. Danach folgen England (25), Spanien (15), Deutschland (12), Italien (8) und Russland, Frankreich und Polen (je 4). Während generell die deutsche Beteiligung positiv ist, fiel auf, dass aus dem Bereich der Ostseeküste nur ein Beitrag der Universität Hannover zu finden war. Es ist jedoch erfreulich, dass insgesamt 37 Nationen an der Konferenz aktiv teilnahmen.

Das Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen hat die Teilnahme von vier deutschen Küsteningenieuren durch einen Zuschuss zu den Reisekosten unterstützt. Dieser Bericht wurde gemeinschaftlich von den Unterzeichneten verfasst. Gleichzeitig wird dem KFKI Dank für die Unterstützung ausgesprochen.

2. Besonderheiten der 26. ICCE

Wie bereits bei der 25th ICCE wurde auch hier das traditionelle Konzept des zwanzigminütigen Vortrags mit anschließender Diskussion von 10 Minuten Dauer nicht eingehalten, allerdings im Gegensatz zur 25th ICCE nicht durchgängig. Etwa die Hälfte der Vorträge wurde auf fünfzehn Minuten beschnitten. Bei der 25th ICCE war die Ursache für die Kürzung des Zeitbudgets für Einzelbeiträge einerseits das Zulassen einer größeren Zahl von Beiträgen als sonst üblich und andererseits die Einbeziehung von fünfzehn Beiträgen zur Geschichte und Entwicklung des Küsteningenieurwesens in all den Ländern, die bis dahin Gastgeber einer ICCE gewesen waren. Bei der 26th ICCE wurde die durch die verkürzten Redezeiten eingesparte Zeit einer Reihe von eingeladenen Experten zur Verfügung gestellt.

3. Thematische Schwerpunkte der Konferenz

Die etwa 330 Konferenzbeiträge wurden in fünf parallelen Sitzungen vorgetragen. Sie lassen sich in folgende Hauptthemenbereiche gliedern:

- Seegang: Seegangsklima, langperiodische Wellen und Wellengruppen, nichtlineare Wellen, Seegangstransformation, welleninduzierte Turbulenzen, Seegangstransformation, Wechselwirkungen mit Strömungen, Richtungsseegang, Brandung, Trecker, Wechselwirkungen mit Bauwerken, Seegangsvorhersage, spektrale und stochastische Modellierung, Wellenerzeugung im Labor.
- Sedimenttransport/Morphodynamik: fraktionierter Transport, Suspension, Bodenrauhigkeiten, Sohlformen, Küstenquertransport, neutrale Linien, Sedimenttransportmodellierung, allgemeine Küstenmorphologie, Küstenvorfeld, Seegaten, Riffe, Strände, Brandungszonen, Morphologie und Meeresspiegelanstieg, Küstenänderungen, Strandprofile, morphodynamische Modellierung.
- Bauwerke: Wellenbrecher (Unterwasser-, Bermen-, Caisson-, Vertikal-, Core-Loc-, zusammengesetzte und abgesetzte W.), Küstenbauwerke, Deiche, Deckwerke, Strandauffüllungen, Bauwerksbelastungen (Sedimentverflüssigung, Eis, Seegangsbelastung, Wellenauflauf, Wellenüberlauf).
- Wasserstraßen und Häfen: Baggern, ausbaubedingte Umweltänderungen, langperiodische Wellen in Häfen und Schiffsbewegungen/Trossenkräfte, Schiffsschraubenkolke und Kolkschutz, Hafenplanung, -modellierung und -gestaltung,
- Küstenmanagement: Küstengebietsmanagement, Küstenschutz, Gewässergüte, Küstenbadeorte.

3. Erläuterung einzelner Themenbereiche

Seegang

Dem Themenblock "Seegang" ordnen sich knapp 30 % aller Vorträge der ICCE zu, wobei die langen Wellen und Wellengruppen nicht einbezogen sind, soweit sie im Zusammenhang mit Bauwerken (z. B. Häfen, Wellenbrechern) untersucht wurden. Gut die Hälfte der Vorträge zum Thema "Seegang" waren überwiegend grundlagenorientiert; etwa 35 % hatten Praxisbezug, jeweils etwa zu gleichen Teilen mit mehr Ausrichtung auf die theoretische oder mehr hin zur praktischen Seite; nur etwa jede zehnte Präsentation war auf die Praxis ausgerichtet und entsprechend anwendungsbezogen. Die ganz überwiegende Anzahl der Vorträge befasste sich mit dem Seegang in flacheren Küstenbereichen sowie den dort auftretenden Brandungsvorgängen. Dabei bezog die Mehrzahl der Vorträge die Wirkungen mit ein, die in diesen Bereichen vom Seegang ausgehen und mit diesem in Wechselwirkungen stehen. Schwerpunkte – jeweils mit mehreren zugeordneten Sitzungsblöcken – waren: "nonlinear waves", "spectral & stochastic wave modelling", "breaking waves" sowie "waves & currents".

Knapp 40 % der vorgestellten Seegangsuntersuchungen verwendeten ausschließlich numerische Modelle und etwa ein Drittel verknüpfte numerische Modelle mit Messergebnissen (Natur oder physikalisches Modell; in etwa gleich häufig). Ein Viertel der Seegangsuntersuchungen erfolgte ohne die Anwendung numerischer Modelle sondern stützte sich auf Physikalische Modellversuche (rd. 10 %) oder Naturmessungen (rd. 15 %).

Einen ausgeprägten Schwerpunkt der Fachbeiträge zum "Seegang" bildeten die physikalischen Grundlagenforschungen und Naturmessungen zum besseren Verständnis der Seegangsforschungen im Flachwasser sowie der mit den Verformungen, insbesondere auch dem Brechen, verbundenen Turbulenzen und Energieeintragungen als Grundlage für mathematische Modelle mit erhöhter Naturähnlichkeit. Die Untersuchungen schlossen zum Teil die vom Seegang ausgehenden Wirkungen auf die Grenzschicht Wasser/Boden mit ein. Festzuhalten ist somit, dass die hier gewählte scharfe thematische Abgrenzung des "Seegangs" Überlappungen mit anderen Bereichen, etwa der "Küstenmorphologie" aufweist.

Wellenauflauf/-überlauf – lange Wellen – Wellengruppen

Laborversuche und empirische Formeln waren der Focus der sieben Beiträge zu Wellenauflauf und -überlauf. Dabei spielen Windeinfluss und Rauhigkeit bei der Auslegung der Aussenböschung eine entscheidende Rolle. Eine Untersuchung beschäftigte sich mit dem Transfer von Eisschollen über Wellenbrecherkronen. Es ist weiterhin erwähnenswert, dass ein in der Rubrik 'Fußerosion' untergebrachter Beitrag zum Überlauf feststellen konnte, dass bei physikalischen Untersuchungen in kleinmaßstäbigen Modellen der Überlauf im allgemeinen unterschätzt wird. In einem weiteren, dort fälschlicherweise untergebrachten Beitrag wird eine neue Überlaufformel für kurzkämmigen Seegang 'angeboten'.

Dem Bereich der langen Wellen ist seit Anfang der 80er Jahre ein besonderes Interesse gewidmet worden, da das Auftreten von Wellen in Wellengruppen und die damit verbundenen gruppengebundenen langen Wellen, aber auch isolierte lange Wellen von Bedeutung für Wellenunruhe im Hafen und die resultierende Schiffsbewegung, aber auch für die Stabilität von Wellenbrechern sind. Grundlagen der Bildung und des Fortschreitens von langen Wellen werden in zunehmendem Maße durch numerische Simulation behandelt. Dabei spielt bei der Wellendynamik insbesondere der Zerfallsprozess der Wellengruppen und der langen Wellen zweiter Ordnung im Flachwasser eine Rolle. Während hier entscheidende Grundlagen bereits Anfang der 80er Jahre in Dänemark, England, Holland und Kanada theoretisch erarbeitet und experimentell verifiziert wurden, erscheinen jetzt insbesondere aus Japan neue Ansätze zur numerischen Simulation der Vorgänge.

Diese Erkenntnisse werden auch auf die Anwendungen bei Wellenunruhe und resultierender Schiffsbewegungen übertragen. In insgesamt neun Beiträgen werden Probleme langer Wellen in Häfen behandelt. Dabei spielt die Dissipation der langwelligen Energie durch Wellenbrecher, aber auch durch Sonderbauwerke eine entscheidende Rolle. Ein Beitrag aus Japan ist dabei hervorzuheben, der, mit Rückgriff auf eine Wellenfiltermethode, ein Resonanzbecken am Hafeneingang sowohl numerisch als auch im physikalischen Modell nutzt, um die Wellenunruhe im Hafen zu reduzieren. Während für die numerische Simulation der Langwellen-Phänomene vielfach Finite-Element-Methoden unter Nutzung der "mildslope"-Gleichung eingesetzt werden, sei auch angemerkt, dass physikalische Modelle noch weitgestreut und nicht nur zur Verifikation sondern als Prognosewerkzeug eingesetzt werden. Diese Beobachtung muss auch auf den Bereich der Messung von Wellenunruhe und Schiffsbewegung/Trossenkräfte übertragen werden. Dabei ist im vorgetragenen Fall besonders die ausgefeilte Messmethodik zu erwähnen. Drei der vier vorgetragenen Untersuchungen zu diesem Themenbereich sind als Fallstudien mit dem Einsatz beider Methoden zu werten.

Drei Beiträge beschäftigen sich mit der Wellenwirkung auf Feinsedimente im Zusammenhang mit Bauwerken. Durch zyklische Druckbelastung kann sich der Porenwasserdruck im Sediment erhöhen und es kann zu einer Verflüssigung und damit zum Stabilitätsverlust einer Gründung kommen. Die numerischen und experimentellen Untersuchungen kommen

zum Schluss, dass innerhalb von Hafenbecken keine derartige Gefahr besteht, die Gründung eines Wellenbrechers oder einer Pipeline hingegen gefährdet sein kann.

Bei nicht immer ganz konsequenter Zuordnung der Beiträge zu den einzelnen Bereichen finden sich mindestens fünf Beiträge zum Thema "Wechselwirkung von Wellen und Bauwerk". Bei der numerischen und experimentellen Behandlung von Reflektion, Transmission und Diffraktion von kurzen und langen Wellen an Bauwerken ist besonders eine 3D-Boundary-Element-Methode zur Simulation der Wechselwirkungen hervorzuheben.

Morphologie und Sedimentologie

Die Bereiche "Morphologie" und "Sedimentologie" bildeten einen Schwerpunkt, dem sich mehr als ein Viertel aller auf der ICCE 98 gehaltenen Vorträge zuordnen lassen. Die vorgestellten Untersuchungen sind mit dem Komplex "Seegang" verzahnt und überlappt, wobei hier die über den Seegang eingetragenen Energien und die davon ausgehenden Wirkungen (Sandtransporte, Veränderungen von Küstenlinien und -profilen) von besonderem Interesse sind.

Über Ergebnisse morphologisch-sedimentologischer Untersuchungen wurde in einer Vielzahl unterschiedlicher Sitzungen vorgetragen. Sie lassen sich – den Themen für die Sitzungen entsprechend – folgenden Schwerpunkten zuordnen:

1. "Küstenvorfeld, Strände, Brandungszonen, Auslaufbereiche" und "Seegaten" (tidal inlets), 2. Sandtransporte einschließlich Erosions- und Sedimentationsprozessen.

Mit diesen beiden Themenschwerpunkten befasste sich ein knappes Drittel aller Vorträge der ICCE 98, wobei die erstgenannten Themen etwa doppelt so stark vertreten waren, wie die Zweitgenannten. Zu Vortragsreihen zusammengefasst wurden beim Pkt. 1:, coastal morphology', ,morphological modelling', ,tidal inlets' und beim Pkt. 2:, sediment transport modelling'.

Die Berechnung der Veränderungen von Küstenlinien und von Profilen sowie des Sedimenttransports in Längs- und Querrichtung (long- & crossshore transport) waren Schwerpunkte der Modellierungen. Knapp die Hälfte dieser Vorträge enthielt Ergebnisse von numerischen Modellen, die in den meisten Fällen mit Messungen der Natur oder/und dem physikalischen Modell vergleichend verknüpft waren (beim erstgenannten Themenbereich überwogen die Naturmessungen, beim zweitgenannten die aus physikalischen Modellen gewonnenen Ergebnisse). Fast die Hälfte der vorgetragenen Ergebnisse stützte sich ausschließlich auf Naturmessungen. Die meisten numerischen Ansätze befassten sich mit Untersuchungen zur Nachbildung der Physik der Prozesse und zur Beschreibung bzw. Prognose von Gestaltänderungen, auch auf der Grundlage konzeptioneller Ansätze.

Knapp 60 % der Vorträge dieses Bereichs zielten auf Anwendungen in der Praxis oder berichteten über praktische Erfahrungen. Hier standen Fragen im Mittelpunkt, die sich mit Rückgängen von Küstenlinien, mit Veränderungen von Querprofilen oder mit morphologisch-sedimentologischen Fragen in Bezug zu Konzepten und technischem Design befassten. Fragen des Küstenlinien-Management sowie des Meeresspiegelanstieges wurden durch einige Beiträge mit angesprochen. Dem Thema "Strandauffüllungen" (beach nourishment) waren zwei spezielle Sitzungen mit insgesamt sieben Vorträgen zugewiesen. Trotz des überwiegenden Praxisbezugs, standen auch dort Fragen der Morphodynamik und nicht der technisch konstruktiven Ausgestaltung im Mittelpunkt.

Küstenschutz

Dem Themenbereich "Küstenschutz" lassen sich etwa ein Zehntel der gesamten ICCE 98-Vorträge zuordnen, wobei wellenbrechende Konstruktionen einbezogen sind, soweit man sie für Zwecke des Küstenschutzes verwendet (insbesondere vorgelagerte Unterwasser-Wellenbrecher – 'detached breakwater') und einige Vorträge zur Thematik "Küstenauffüllungen" die sich diesem Schwerpunkt zuordneten. Die Vorträge stellten ganz überwiegend Ergebnisse anwendungsbezogener Untersuchungen oder Fallbeispiele vor. Auch hier ist eine Überlappung und Verknüpfung mit anderen Themenbereichen, insbesondere "Seegang" und "Morphologie/Sedimentologie" gegeben. Zu aktuellen Küstenschutzfragen der Nordseeküste wurde überwiegend von niederländischen Teilnehmern vorgetragen; die Beiträge zu konstruktiven Fragen und zu Konzepten/Management geben vielfältige Anregungen (siehe beispielsweise Sitzungen 'coastal revetments' und 'dikes & flood prevention').

Wellenbrecher

Die Planung, Bemessung und Wirkung von Wellenbrechern sind von jeher Themen der ICCE gewesen, die das Interesse breiter Zuhörerschaften weckten und für volle Vortragssäle sorgten. Während Wellenbrecher in Deutschland nicht die große Bedeutung haben, sind an exponierten Küsten in der ganzen Welt Bauwerke zum Schutz von Häfen und der Küste erforderlich, die einen hohen Kapitalaufwand für Bau und Unterhaltung und daher eine detaillierte Planung und wirtschaftliche Bauweise verlangen. Etwa 55 Beiträge waren speziell den Wellenbrechern gewidmet, davon sind je 9 den USA, Japan und den Niederlanden zuzuordnen. Dänemark (6), Südafrika (5), Spanien und England (je 4) folgen.

Nach wie vor wird die in den späten 80er Jahren entstandene Variante des Bermenwellenbrechers (berm breakwater) weiterentwickelt. Hierbei ergibt sich durch die natürliche Anpassung einer Natursteinarmierung and das Wellenregime ein Bau- und Unterhaltungsvorteil. Der Einsatz physikalischer Modelle für Bemessungs-/Stabilitätsfragen überwiegt hier wie bei anderen Wellenbrechertypen gegenüber der numerischen Untersuchung. Unterwasserwellenbrecher (submerged/low crest breakwaters) werden als Werkzeuge für den Schutz der Küstenlinie eingesetzt. Drei Beiträge basieren auf Untersuchungen mit physikalischen und numerischen Methoden. Besonders interessant sind Versuche mit getauchten verankerten Zylindern zur Wellendissipation.

Senkrechte Bauwerke/Caissons (vertical structures) bieten den Vorteil eines geringen Platzbedarfs und haben in den letzten Jahren zunehmendes Interesse besonders in Europa gefunden. Dies wird durch MAST-Projekte unterstrichen. Sowohl in numerischen als auch physikalischen Untersuchungen und deren Kombination werden besondere Konstruktionsformen, die Standsicherheit, Wellenkräfte und Überlauf behandelt. Dabei spielen auch probabilistische Verfahren und Risikoanalyse eine Rolle. Hervorzuheben sind Untersuchungen mit neuronalen Netzen, mit deren Hilfe eine wirtschaftliche Methodik zur Analyse einer Vielzahl von Ergebnissen von Experimenten zur Interaktion von Bauwerk und brechender Welle entwickelt wurde. Zu erwähnen ist weiterhin eine neue Bemessungsmethode auf der Basis von partiellen Sicherheitsfaktoren gegen die Hauptversagensarten von Caissonwellenbrechern.

Zusammengesetzte Bauwerke (composite breakwaters) sind überwiegend Schüttsteinbauwerke mit Kronenmauern aus Beton. Unter diesem Thema wurden jedoch auch Untersuchungen über schwimmende Wellensperren und künstliche Riffe vorgetragen. Der Einsatz von Kreiszellen (Stahl oder Beton) aus abgewrackten Bohrplattformen als Wellenbrecher-Module gewinnt an Bedeutung, wenn man daran denkt, dass das Alter vieler Bohrplattformen in der Nordsee bald nach Erneuerung verlangt.

Die Stabilität von Wellenbrechern unter lang- und kurzkämmigem Seegang, der Einfluss des Anlaufwinkels, Zerstörung, Reparatur, Bau- und Einbautechniken von Schüttsteinen sowie die generelle Unterhaltung waren Themen einer Vielzahl von Beiträgen innerhalb des Wellenbrecherthemas. Dabei sind insbesondere Experimente im Labor, in geringem Maße numerische Untersuchungen und Naturmessungen eingesetzt worden. Die Ergänzung und Verbesserung der 'Hudson-' und der 'van der Meer-'Formeln zur Wellenbrecherbemessung ist, wenn weiterhin positiv erprobt, ein wertvoller Beitrag zur Wellenbrecherthematik. Zu erwähnen sind weiterhin in Südafrika entwickelte und eingesetzte Videoverfahren mit digitaler Bildverarbeitung, mit denen Lageänderungen von Armierungskörpern mit einem vergleichsweise geringen Aufwand festgestellt werden können.

Neben Natursteinblöcken und den bekannten Armierungskörpertypen aus Beton wurden in einer speziellen "Session" die US-amerikanischen CORE-LOC Armierungskörper und deren Einsatz in Wellenbrechern in Südafrika vorgetragen.

Schließlich waren einige Beiträge den Erosionsproblemen und der Kolkbildung am Fuß der Wellenbrecher gewidmet. Hier wurden vorwiegend numerische Werkzeuge (z. B. das niederländische Modell ODIFLOCS) eingesetzt.

Küstenzonenmanagement

Der Thematik "Küstengebietsmanagement" ordnen sich die Sitzungen "coastal zone management" und "beach resorts" mit insgesamt sieben Vorträgen zu. Es wurden durchweg Teilaspekte angesprochen (Fallbeispiele, Konzepte, Design). Dem Management von Küstenabschnitten zugeordnete Aussagen sind in etwa zwanzig weiteren Vorträgen zu finden, beispielsweise im Themenschwerpunkt "Küstenmorphologie" oder in der Sitzungsreihe "beach nourishment".

Baggerei

Nur vier Beiträge befassen sich direkt mit Fragen der Baggerei und Randthemen. Für den Bereich der deutschen Ästuare übertragbar ist ein Beitrag aus Japan, der sich mit der Baggerung von Strömungsriffeln bis zu 5 m Höhe und deren Regeneration befasst. Weitere Beiträge gehen auf Vorbereitungen für Baggerarbeiten durch intensive Sedimentuntersuchungen und den Einfluss der Baggerei auf die Trübung ein.

Vermischtes

Jeweils eine Sitzung befasste sich mit Fragen der Wassergüte (3 Vorträge), der Grundwasserbewegungen auf Düneninseln und an Stränden (4 Vorträge) sowie dem Verflüssigen von Sandstränden (2 Vorträge).

5. Erfahrungen und Erkenntnisse

Herausragende Schwerpunkte der Fachbeiträge zur 26th ICCE hinsichtlich der Fachgruppen waren: Physikalische Grundlagenforschung und Naturmessungen zum verbesserten Verständnis der Naturvorgänge im Flachwasser als Grundlage mathematischer Modelle mit erhöhter Naturähnlichkeit, Fortentwicklung morphodynamischer Modelle hinsichtlich verbesserter numerischer Stabilität, Reproduktion von Langzeitentwicklungen und der Einbeziehung kohäsiver Sedimente, Einwirkungen von natürlichen Vorgängen und menschlichen Eingriffen auf die marine Umwelt. Darüber hinaus wurden vielfältige Fallstudien vorgestellt, u. a. zu Küstenschutzstrategien, Effektivität von Bauwerken oder morphologischen Vorgängen. Die dort gegebenen Informationen können häufig für hiesige Problemstellungen genutzt werden.

Die 26. ICCE hat wieder einmal gezeigt, dass trotz der Breite des Spektrums der angebotenen Themen für den aufnahmefähigen Teilnehmer eine Vielzahl von interessanten Problemen dargestellt, behandelt und vielfach gelöst werden. Daher ist eine Mischung von Grundlagenbeiträgen mit Fallstudien eine ideale Basis für Fort- und Weiterbildung für Forscher und Praktiker. Die Unterzeichneten sind sich außerdem einig darüber, dass neben dem Informationsangebot durch die Vorträge mit der Kontakt zu anderen Konferenzteilnehmern während der Pausen und Exkursionen einen wesentlichen Beitrag zum Gelingen einer Konferenz darstellt. Hier wird Gelegenheit zur weiteren Erläuterung von Inhalten, zu Fragen und Antworten gegeben, für die in den 5–10 Minuten Diskussionszeit oft keine Zeit bleibt.

Hanz Dieter Niemeyer Hans Kunz Volker Barthel

In der Anlage sind die Beiträge der deutschen Teilnehmer aufgeführt. Die 'abstracts' können auf der web-Seite des KFKI unter http://www.kfki.wsd-nord.de eingesehen werden. Die ausführlichen Konferenzbeiträge können bei der KFKI-Bibliothek ausgeliehen werden.

Die dreizehn angenommenen deutschen Beiträge sind im "Book of Abstracts", ICCE'98, Danish Hydraulic Institute, Hørsholm/Dänemark, jeweils mit zweiseitigen Kurzfassungen enthalten. Zu zwölf von ihnen wurden Beiträge verfasst, die in den drei Vortragsbänden "veröffentlicht sind": Coastal Engineering 1999, Proceedings of the twentysixth international conference, June 1998, Copenhagen, Denmark, American Society of Civil Engineers (ASCE), New York, USA (ISBN 0-7844-0411-9). Geordnet nach Band und Seitenangabe sind dies:

- J. GRÜNE: Wave propagation directions under real sea state conditions, Bd. I, 338-351
- A. KORTENHAUS & H. OUMERACI: Classification of Wave Loading on Monolithic Coastal Structures, Bd. I 867–880; (4).
- R. Kaiser & H. D. Niemeyer: Changing of local wave climate due to ebb delta migration, Bd. I, 934–944; (2).
- H. SCHÜTTRUMPF, A. KORTENHAUS & H. OUMERACI: Application of overtopping models to vertical walls. against Storm Surges, Bd. II, 1553–1566; (4)
- H. BERGMANN & H. OUMERACI: Wave pressure distribution on permeable vertical walls against Storm Surges, Bd. II, 2042–2055; (4)
- M. MUTTRAY, H. OUMERACI, K. SHIMOSAKO & S. TAKAHASHI: Hydraulic Performance of a High Mound Composite Breakwater, Bd. II, 2207–2220; (4).

- H. WEILBEER & W. ZIELKE: Modelling the Morphological Sensitivity of Large Nontidal Coastal Areas to Climatological Changes, Bd. II, 2269-2280; (5)
- V. BARTHEL & U. ZANKE: A Morphodynamic Model for River and Estuary Management, Bd. II, 2992-3007; (1).
- H. Dette: Management of beach nourishment in an open sand system, Bd. III, 3046–3059; (4).
- L. HAMM, H. HANSON, M. CAPOBIANCO, H. H. DETTE, A. LECHUGA & R. SPANHOFF: Beach Fills in Europe-Projects, Practices and Objectives, Bd. III, 3060–3073; (4).
- H. D. NIEMEYER: Change of mean tidal peaks and range due to waterway deepening, Bd. III, 3307–3317; (2).
- U. ABELS, H. KUNZ, G. RAGUTZKI & H. J. STEPHAN: Long-term morphological development of the Accumer Ee tidal inlet and its impact on island beaches and engineering responses, Bd. III, 3359–3372; (2).

Institutionen der deutschen Verfasser:

- (1) Wasser und Schiffahrtsdirektion Nord, Kiel
- (2) Forschungsstelle Küste des Niedersächsischen Landesamtes für Ökologie , Norderney
- (3) Forschungszentrum Küste (FZK) der Universität Hannover und TU Braunschweig, Hannover
- (4) Leichtweiß Institut der TU Braunschweig
- (5) Institut für Strömungsmechanik, Universität Hannover
- (6) Institut für Wasserbau, TU Darmstadt

5. Konferenz für Küsteningenieurwesen und Hafenbau in Entwicklungsländern COPEDEC V – Fifth International Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries Kapstadt, Südafrika, 1999

1. Allgemeines und Veranlassung

Die COPEDEC ist auf Initiative insbesondere europäischer Länder gegründet worden, nachdem 1982 die 18. ICCE in Kapstadt, Südafrika, stattgefunden hatte und von Wissenschaftlern und Ingenieuren vieler Länder wegen der damals noch herrschenden Apartheid boykottiert worden war. Im Jahre 1983 fand die erste COPEDEC in Sri Lanka statt; alle vier Jahre folgten weitere Konferenzen in Beijing, China, Mombasa, Kenia, und Rio de Janeiro, Brasilien. Die Attraktivität der Konferenz zeigt sich auch darin, dass aus einer Vielzahl von Einsendungen nur rd. 280 Beiträge zugelassen wurden. Damit ist ein gewisser Qualitätsfilter eingeschaltet.

Auffallend, jedoch nicht verwunderlich ist der vergleichsweise geringe Anteil der Beiträge aus USA (7), Japan (5), Dänemark (6) und Belgien als Sponsorland (3). Dagegen fallen die hohen Beitragszahlen bei Indien (18), Sri Lanka (13), Russland (7), China (6), Taiwan (10), Brasilien (7), Malaysia (6), Ägypten und Kuwait (je 5) auf. Aus Holland und England lagen jeweils 15 Beiträge vor. Dass das Gastgeberland Südafrika mit 34 Beiträgen und Australien als Ausrichter für die ICCE2000 mit 11 Beiträgen vertreten war, ist nicht weiter verwunderlich. Erfreulich war jedoch die Teilnahme von Vertretern aus mindestens 17 Entwicklungsländern, die auf der ICCE98 nicht vertreten waren.

Nachdem Deutschland die 4. COPEDEC in Rio de Janeiro finanziell unterstützt hatte, war die Teilnahme von vielen deutschen Wissenschaftlern und Ingenieuren durchaus positiv zu sehen. Insgesamt wurden 23 Beiträge präsentiert. Das KFKI hat wiederum die Reisen von vier Personen aus dem Kreis der KFKI-Verwaltungen finanziell unterstützt. Hierfür sei dem Kuratorium gedankt.

Der nachstehende Bericht wird lediglich in knapper Form auf die Hauptthemen der COPEDEC eingehen, da sonst Wiederholungen gegenüber dem Bericht über ICCE98 nicht vermeidbar sind.

2. Besonderheiten von COPEDEC

Ziel der Konferenz ist es, Forschungsergebnisse aus den genannten Bereichen insbesondere in Entwicklungsländern zu verbreiten. Die Konferenzorganisation wird partnerschaftlich von jeweils einer Institution des Gastlandes und einer aus einem entwickelten Land vorgenommen. Das "Paper Selection Committee" wählt dabei die Beiträge von Vertretern entwickelter Länder insbesondere auch hinsichtlich Ihrer Übertragbarkeit auf Probleme der Dritten Welt aus. Es hat sich allerdings bei den bisherigen COPEDEC's gezeigt, dass – vor allem durch geringen Aufwand gekennzeichnete – Problemlösungen auch für entwickelte

Länder im Sinne effizienter und ressourcenschonender Produktivität bei der Aufgabenerledigung von Nutzen sein können. Insofern kann der Transfer von Ideen und Technologien auch in beide Richtungen gehen.

Bisher gelang es, durch großzügige Förderung durch das jeweilige europäische Sponsorland die Teilnahme insbesondere junger Wissenschaftler und Ingenieure aus Entwicklungsländern zu ermöglichen. Der damit verbundene Technologietransfer wurde gerade von Ländern wie Dänemark (Danish Hydraulic Institute), Holland (Delft Hydraulics) und England (Hydraulic Research Wallingford) genutzt, ihre Präsenz in den Entwicklungsländern zu stärken und Hard- und Software dort einzusetzen und ggfs. zu vertreiben. Da in Deutschland eine vergleichbare Institution nicht besteht, musste sich die deutsche Sponsorentätigkeit vorwiegend auf den Transfer von Geldmitteln beschränken.

Wegen der immer stärker eingeschränkten Möglichkeiten, finanzielle Unterstützung auch für einen "Zweiten Durchgang" bei den im Küsteningenieurwesen starken europäischen Ländern zu finden, wird diese 5. COPEDEC möglicherweise das Ende einer kurzen erfolgreichen Reihe sein.

3. Hauptthemen der Konferenz

Die etwa 280 Konferenzbeiträge wurden in vier parallelen Sitzungen vorgetragen, die sich nach folgenden Hauptthemen gliederten:

- I. Seegang, Strömungen und Sedimenttransport (40 Beiträge) Knapp ein Viertel der Beiträge stellt den Sedimenttransport in Quer- und Längsrichtung sowie Änderungen von Küstenlinien und Querprofilen im Zusammenhang mit dem Seegang dar. Jeweils etwa zehn Prozent der Beiträge befassen sich mit Seegang, kohäsiven Sedimenten sowie Wechselwirkungen mit Bauwerken.
- II. Seegangsklima, langperiodische Wellen und Sturmfluten (19 Beiträge) Nur etwa ein Drittel der Beiträge befasst sich mit Seegang und Wellen; nahezu die gleiche Anzahl stellt das Thema im Zusammenhang mit Küstenschutzfragen dar; drei Beiträge beziehen Managementfragen mit ein. Die Auswirkung auf Häfen wird in vier Präsentationen behandelt, während ein Beitrag Zusammenhänge mit Wellenbrechern darstellt.
- III. Stabilität von Küsten und Ingenieuraspekte des Küstenmanagements (25 Beiträge) Mit zwölf Beiträgen zum Küstenschutz bildet diese Thematik den Schwerpunkt; sechs Beiträge befassen sich mit der Entwicklung von Küstenlinien und vier ordnen sich Managementthemen zu. Der Rest behandelt den Einfluss von Sandentnahmen auf die Stabilität von Küsten.
- IV. Feldmessungen und Messtechniken im Küstengebiet (8 Beiträge)
 Drei Beiträge widmen sich speziell der Seegangsmessung; einer befasst sich mit der Messung von Windgeschwindigkeiten und ein weiterer mit Videomessungen zur Ermittlung küstennaher Prozesse; die anderen Beiträge gehen auf allgemeine Fragen ein.
- V. Hafenplanung und -gestaltung (19 Beiträge)
 Die vorgetragenen Themen in diesem Bereich gruppieren sich vorwiegend um Fallstudien der Hafenplanung unter Einbeziehung der Zufahrten und Wellenbrecher. In

einigen Fällen sind Bedarfs- bzw. Verkehrsanalysen einbezogen. Dabei spielen Risikoanalysen eine untergeordnete Rolle. Vier Beiträge befassen sich speziell mit Containerhäfen bzw. -terminals, ihrer Wirtschaftlichkeit und Zukunftsaussichten. Dabei fällt ein Beitrag aus Taiwan auf, in dem die positiven Effekte des Übergangs von einem Staatsbetrieb zum privatwirtschaftlich geführten Unternehmen dargestellt werden. Generelle Unterhaltungsstrategien in Hinblick auf Hafenpolitik und -entwicklung sind Thema eines Vortrags.

Nur drei Beiträge befassen sich ausdrücklich mit probabilistischen Ansätzen und Risikoanalyse zur Hafenplanung. Spezielle Umweltaspekte bzw. umweltschonende Entwicklungsstrategien werden nur in einem Beitrag diskutiert. Weitere 'papers' behandeln Pierdesign und verschiedene andere Themen.

Es fällt auf, dass – wenn auch in geringem Umfang – für diesen Bereich mehr mathematische als physikalische Modelle eingesetzt wurden.

VI. Küstenschutz- und Hafenbauwerke (41 Beiträge)

Bei den Küstenschutzbauwerken überwiegen naturgemäß Wellenbrecher aller Arten. Fünf Beiträge befassen sich mit Fragen der Wellendynamik und der Belastung vorwiegend senkrechter Bauwerke. Hierbei überwiegt der experimentelle Ansatz. Gleichermaßen experimentell, numerisch, analytisch und durch Naturuntersuchungen werden bodenmechanische Fragen und Kolkschutz der Gründungen von Küstenschutzwerken untersucht.

Drei Fallstudien über Wellenbrecher allgemeiner Art werden durch spezielle Forschungsprojekte zur Bemessung von Wellenbrechern ergänzt. Dabei spielen experimentelle Untersuchungen immer noch eine herausragende Rolle. Dies gilt auch für drei Beiträge über Bermenwellenbrecher. Probabilistische Ansätze sind nur in einem Beitrag zu finden. Hingegen werden der Frage der Bemessung der Armierung in einer oder mehreren Schichten und dem Entwurf neuer bzw. verbesserter Armierungskörper acht Beiträge gewidmet. Dabei scheinen Firmeninteresse und wirtschaftliches / umweltfreundliches Design nicht immer konform zu gehen.

VII. Wasserstraßen, Sedimentation und Baggerung (15 Beiträge)

Tideberechnung, -messung und -vorhersage an der Küste und in Tideflüssen sind Thema von drei Beiträgen. Dabei spielen mathematische Modelle eine übergeordnete Rolle.

Drei weitere Beiträge befassen sich mit Sedimentation in Tideflüssen und Hafenzufahrten. Erweitert wird dieses Thema durch fünf Beiträge aus dem Bereich der Hafenunterhaltung, Baggerei und Verklappung von Baggergut, wobei in einzelnen Fällen die Umweltverträglichkeit angesprochen wird. Simulationen in der Gesamtproblematik werden ausschließlich mit mathematischen Tools durchgeführt.

Fünf weitere Beiträge sind den Bereichen Hafenbau, Küstenschutz und Küstenmanagement zuzuordnen und wurden dort erfasst.

VIII. Umwelteffekte von Küstenerschließungen (12 Beiträge)

Ein Drittel der Beiträge geht auf umweltschutzbezogenes Management ein; drei Beiträge behandeln Abwärme- bzw. Abwasser-Einleitungen; zwei Beiträge beschreiben die Modellierung von Ölausbereitungen; der Rest geht auf Spezialthemen (Eindringen von Salzwasser, Abhängigkeit des Makrozoobenthos von hydrographischen Einflüssen) ein.

IX. Hydroinformatik, Nachhaltigkeit und Technologietransfer (14 Beiträge)
Über die Hälfte der Beiträge lässt sich der "Nachhaltigkeit" zuordnen, während sich der Rest mit den beiden anderen Themen und verwandten Fragen befasst.

5. Zusammenfassung

Die fünfte COPEDEC hat einen Überblick über technische Möglichkeiten der entwickelten Länder, aber auch über zu schließende Lücken bei den Entwicklungsländern gegeben. Dabei konnten von beiden Seiten Anregungen diskutiert und aufgenommen werden. Wie diese sich umsetzen lassen, wird die nächste COPEDEC im Jahre 2003 zeigen, sofern es gelingt, eine Nachfolgekonferenz zu organisieren und zu finanzieren. Dafür sind die Voraussetzungen bisher nicht gegeben.

Fragen eines realistischen Technologietransfers wurden in eindrucksvoller Breite während der Konferenz erörtert. Einige der Beiträge sind in den "Proceedings" abgedruckt. Inwieweit sich jedoch hier Firmeninteressen gegenüber einem uneigennützigen Wis-

senstransfer durchsetzen, sei dahingestellt.

Hans Kunz Hanz Dieter Niemeyer Volker Barthel

Anhang: Deutsche Beiträge

Die folgenden Beiträge wurden von deutschen Teilnehmern erstellt und vorgetragen bzw. sind unter Mitwirkung von deutschen Autoren entstanden. Die Zusammenfassungen (abstracts) können auf der web-Seite des KFKI http://www.kfki.wsd-nord.de abgerufen werden. Die 'Proceedings' der COPEDEC können bei der Bibliothek des KFKI ausgeliehen werden:

MAI, STEPHAN, N. OHLE und C. ZIMMERMANN: Applicability of Wave Models in Shallow Coastal Waters

MILBRADT, PETER: Directional Wave Propagation and Induced Currents in Coastal Regions BETHERS, U. and K.-P. HOLZ: Multi-Level Long-Term Longshore Transport Simulation

KOPPE, BAERBEL, M. W. JUERGENS and S. KOHLHASE: Some Aspects of Storm Surge Management in the State of Mecklenburg-Vorpommern / Coast of the Baltic Sea

DIECKMANN, REINHARD: Shoreline Development Upstream and Downstream of Jetties – A Case Study

FROEHLE, PETER and T. FITTSCHEN: Assessment of Short-Term Directional Wave Measurements with respect to Long-Term Statistical Evaluations

DAEMRICH, KARL-FRIEDRICH and H.-J. MATHIAS: Overtopping of Vertical Walls with Oblique Wave Approach

GRUENE, JOACHIM and Z. WANG: The Influence of Wave Climate on Wave Pressure and Run-Up

BERGMANN, HENDRIK and H. OUMERACI: Hydraulic Performance of Perforated Structures BUESCHING, FRITZ: Reflection from Hollow Armour Units

NEELAMI, S., H. SCHUETTRUMPF, M. MUTTRAY and H. OUMERACI: Sub Aerial Wave Pressures on Smooth Impermeable Sea Walls

 $Scheffer, Hans-Joachim: Scour\ Protection\ Design\ for\ Post-PanMax\ Berth$

- BURCHARTH, HANS F., Z. LIU and P. TROCH: Scaling of Core Material in Rubble Mound Breakwater Model Tests
- KALDENHOFF, HANS J. and E. R. TOLBA: Pile Supported Pontoons for Small Craft Harbours MATHEJA, ANDREAS and O. STOSCHEK: Influence of Extreme Events on Sedimentation Processes in Ditches Enclosed by Brushwood Fences
- JETSES, ULRIKE, H. KUNZ and H.-J. STEPHAN: Long-term Morphological Changes of Borkum Island, North Sea, and Related Engineering Responses
- NIEMEYER, HANZ D., R. KAISER, J. STEUWER, S. DAMM-BOECKER and H. MICHAELIS: Variations of the Abundance of Wadden Sea Macrozoobenthos Due to Variation of Hydrodynamical Boundary Conditions
- MOLKENTHIN, FRANK, P. HOLZ, R. GRZIBOVSKIS and J. SENNIKOVS: Modelling of Coastline Stability in the Internet
- YUSOF, NORZAN M., H. OMAR, C. OLDE and H.-J. SCHEFFER: Technology Transfer Through Companies Smart Partnership
- KUNZ, HANS: The Leyhoern Project An Integrated Engineering Response to Multifarious Demands of a Coastal Community
- LEHFELDT, RAINER, V. BARTHEL and K.-P. HOLZ: MORWIN An Integrated Approach to Coastal Morphodynamics (Poster Paper)
- KOOLA, PAUL M., H. KALDENHOFF and T. SCHLURMAN: Multifunctional Wave Absorbing Breakwaters with Extreme Force Dissipation
- NEELAMI, S, G. KOETHER and H. OUMERACI: Wave Force on a Vertical Cylimder Protected by a Perforated Caisson

COASTGIS '99 GIS and New Advances in Integrated Coastal Management

Vom 9. bis zum 11. September 1999 fand der Kongreß "COASTGIS '99, GIS and New Advances in Integrated Coastal Management" statt, an dem der Verfasser dieses Beitrages mit dem Vortrag: "GIS as a Tool to Optimise Integrated Coastal Defence Management" teilnahm. Die zum dritten Mal durchgeführte Tagung wurde von insgesamt 150 Personen aus Wissenschaft und Praxis besucht. Tagungsort war das Gebäude des Instituts IFREMER (Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER) in Brest, Frankreich. Dieses unter den französischen Ministerien für "Forschung und Technologie" sowie "Fischerei, Ausrüstung und Transport" angesiedelte Institut beschäftigt in insgesamt 24 Dienststellen weltweit 1.700 Mitarbeiter, die sich mit den verschiedensten Aspekten der Meeresforschung und -nutzung beschäftigen.

In einer einführenden Sitzung trugen fünf geladene Referenten zu den folgenden Themen vor:

- Systemes d'information geographique et gestion integree des zones cotieres,
- GIS and WEB technologies for delivery of coastal zone information,
- GI2000 Why do we need European GI policy?,
- Coastal zone mapping in England and Wales: where are we now?,
- Informations geographiques et references associees.

Anschließend wurden 10 Sitzungen zu den Themen:

- GIS and Navigation (3 Vorträge),
- GIS and RS for environmental Monitoring (3 Vorträge),
- Concepts and Methods (4 Vorträge),
- Legal Issues and Policy Planning (3 Vorträge),
- GIS and Dynamic Processes (5 Vorträge),
- Geomorphology (4 Vorträge),
- Living Resources, Habitats, Bio-diversity (4 Vorträge),
- Regional Experiments (9 Vorträge),

sowie zwei Postersitzungen (18 Poster) abgehalten. Konferenzsprachen waren Französisch (18 Vorträge) und Englisch, wobei die Folien und/oder Dias der in französisch gehaltenen Vorträge zum größten Teil in der englischen Sprache verfasst waren (für den Verfasser eine große Erleichterung).

Die insgesamt 40 Vorträge und 18 Poster deckten die im Konferenztitel definierte Thematik umfassend ab. Generell zeigten die Vorträge, dass die dem Verfasser dieses Beitrages aus eigenen Erfahrungen bekannten Probleme, die beim Aufbau eines GIS auftreten, insbesondere die oft fehlende Homogenität und Dokumentation der verschiedenen Datenquellen, überall auftreten. Zur Lösung dieser Problematik wurden verschiedene Methoden vorgestellt, die insgesamt Vor- und Nachteile aufwiesen. Es wurde klar, dass eine generelle Lösung nicht existiert, je nach Frage- bzw. Zielstellung für das GIS sollte eine der Methoden gewählt werden.

Ein (in den Titeln nicht explizit erwähnter) Schwerpunkt der Tagung lag im Bereich Internet. Diskutiert wurden u. a. verschiedene Standards für die Aufbereitung von Metadaten

im Internet, Urheberrechte bzw. Copyrights für Daten im Internet sowie die Frage, ob das Internet schon in der Lage bzw. stabil genug ist, um komplexe GIS zu verwalten.

Die Diskussion zum Thema "Standards für Metadaten" konzentrierte sich auf die Frage, warum die bereits existierenden Standards bisher so selten angewandt werden. Problematisch erscheint insbesondere die Frage nach dem gewünschten Detaillierungsgrad der Standards. Entscheidet man sich dafür, möglichst umfassende allgemeingültige Standards zu erstellen, wird die Handhabung derart kompliziert, dass nur noch Experten die Metadatenbank bedienen können. Wenn man dagegen möglichst anwenderfreundliche Standards für eine Metadatenbank bereitstellen will, werden sie leicht zu oberflächlich, d. h. jeder Betreiber muss zusätzliche Routinen für seine Metadatenbank entwickeln. In der Konsequenz erscheint es durchaus angebracht, sich bei der Entwicklung von Metadatenbanken an internationalen Standards (z. B. EU, ISO) zu orientieren. Man sollte sich jedoch klarmachen, dass es für jede Anwendung, z. B. für den Küstenschutz, erforderlich bleiben wird, fachspezifische Routinen zu entwickeln.

Ein erwähnenswerter Vortrag (C. Fowler, NOAA) befasste sich mit dem Aufbau eines web-basierten GIS für die Südostküste der Vereinigten Staaten. Ziel des Projektes ist die Bereitstellung im Internet von Informationen über Zuständigkeiten und gesetzliche Regelungen in den dortigen Küstengewässern. Derzeit sind die potentiellen Nutzer dieses GIS mit zwei Problemen konfrontiert: die Komplexität der Zuständigkeiten und die sehr heterogene Grenzziehung dieser Zuständigkeiten. Zum Beispiel ist eine Behörde in einem bestimmten Küstengewässer für den oberen Zentimeter des Wasserkörpers zuständig, eine weitere Behörde für die Wassersäule darunter. Desweiteren beziehen sich die alten Grenzziehungen oft noch auf markante Punkte wie zum Beispiel die Spitze einer Nehrung oder eine Tiefenlinie. Es ist klar, dass diese sich mit der Zeit ändern. Dies stellt insbesondere bei der späteren Digitalisierung bzw. Vektorisierung ein Problem dar. Es wird daher dringend empfohlen, sich bei künftigen Grenzziehungen, z.B. für einen Nationalpark, an einem Koordinatensystem zu orientieren. Letztendlich soll es mit dem GIS für jeden Anwender möglich sein, per Mausklick auf die Karte die für diese Position zutreffenden gesetzlichen Regelungen und Zuständigkeiten abzurufen. Die Webseite hat folgende Adresse: http://www.csc.noaa.gov/ oceangis/.

Der Aufbau eines solchen GIS im Internet in Deutschland wäre im Hinblick auf Eigentumsrechte der Daten derzeit kaum möglich. In den Vereinigten Staaten müssen alle mit öffentlichen Mitteln erstellten (Sach- und räumlichen) Daten der Öffentlichkeit kostenlos zur Verfügung gestellt werden. In Deutschland dagegen müssen beispielsweise sogar die Behörden für das Recht, von den LVA mit öffentlichen Mitteln erstellten Karten für ihre Zwecke zu digitalisieren, sog. Entgelte bezahlen. Der in den Vereinigten Staaten gewählte Weg erscheint da zumindest bürgerfreundlicher.

Das Organisationskomitee hat sich darauf festgelegt, die wichtigsten Vorträge der Konferenz COASTGIS '99 in einem Tagungsband zu veröffentlichen. Da noch keine Termine und Formatvorgaben festgelegt wurden, kann dieser allerdings noch einige Zeit auf sich warten lassen.

JACOBUS HOFSTEDE