Heft 67 Jahr 2003

# Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

HERAUSGEBER: KURATORIUM FÜR FORSCHUNG IM KÜSTENINGENIEURWESEN

# Die Küste

ARCHIV FÜR FORSCHUNG UND TECHNIK AN DER NORD- UND OSTSEE

ARCHIVE FOR RESEARCH AND TECHNOLOGY ON THE NORTH SEA AND BALTIC COAST

Heft 67 · Jahr 2003

Herausgeber: Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen

Kommissionsverlag: Boyens Medien GmbH & Co. KG, Heide i. Holstein Druck: Boyens Offset ISSN 0452-7739 ISBN 3-8042-1058-9

Anschriften der Verfasser dieses Heftes:

BARTHEL, VOLKER, Dr.-Ing, KFKI-Geschäftsstelle, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven; BÜSCHING, FRITZ, Prof. Dr.-Ing., Hydromechanik u. Wasserbau, Dießelhorststr. 01, 38116 Braunschweig; CHRIS-TIANSEN, HERMANN, Dr.-Ing., Freie und Hansestadt Hamburg, Strom- und Hafenbau, Dalmannstr. 1–3, 20457 Hamburg; FLÖSER, GÖTZ, Dr., Institut für Küstenforschung, GKSS Forschungszentrum, Max-Planck-Straße 1, 21502 Geesthacht; FRANK, TORSTEN, Dipl.-Ing., Universität Siegen, Forschungsstelle Wasserwirtschaft und Umwelt, Paul-Bonatz-Str. 9-11, 57068 Siegen; GÖNNERT, GABRIELE, Dr., Freie und Hansestadt Hamburg, Strom- und Hafenbau, Dalmannstr. 1-3, 20457 Hamburg; HEIDMANN, CARSTEN, Bundesanstalt für Wasserbau, Wedeler Landstr. 157, 22559 Hamburg; HIRSCHHÄUSER, THOMAS, Dr., Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek; JENSEN, JÜRGEN, Prof. Dr.-Ing., Universität Siegen, Forschungsstelle Wasserwirtschaft und Umwelt, Paul-Bonatz-Str. 9-11, 57068 Siegen; KUNZ, HANS, Prof. Dr.-Ing, Zuschlag 12, 26127 Oldenburg; LEHFELDT, RAINER, Dr.-Ing., Bundesanstalt für Wasserbau, Wedeler Landstr. 157, 22559 Hamburg; MARKAU, HANS-JÖRG, Dr., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Geographisches Institut, Ludewig-Meyn-Str. 14, 24098 Kiel; PLUß, ANDREAS, Dr.-Ing., Bundesanstalt für Wasserbau, Wedeler Landstr. 157, 22559 Hamburg; REESE, STEFAN, Dr., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Geographisches Institut, Ludewig-Meyn-Str. 14, 24098 Kiel; SCHÜTTRUMPF, HOLGER, Dr.-Ing., Bundesanstalt für Wasserbau, Wedeler Landstr. 157, 22559 Hamburg; TEMMLER, HELMUT, Dr.; Ahornallee 6, 24161 Altenholz; ZEILER, MANFRED, Dr., Bundesanstalt für Seeschifffahrt und Hydrographie, 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, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven.

Vorsitzender des Kuratoriums: Dr.-Ing. W.-D. EGGERT, Dalmannstr. 1–3, 20457 Hamburg Geschäftsführer: Dr.-Ing. V. BARTHEL, Am Alten Haften 2, 27472 Cuxhaven Schriftleitung "DIE KÜSTE": Dr.-Ing. V. BARTHEL, Am Alten Hafen 2, 27472 Cuxhaven

#### Inhaltsverzeichnis

HANS-JÖRG MARKAU u. STEFAN REESE Naturgefahren und Risikobetrachtung im schleswig-holsteinischen Küstenraum 3
THOMAS HIRSCHHÄUSER Morphologische Modellierung der Biodeposition in einem Testfeld der Dithmarscher Bucht
FRITZ BÜSCHING Sturmwellen-Resonanz an der Westküste der Insel Sylt
ANDREAS PLÜß Das Nordseemodell der BAW zur Simulation der Tide in der Deutschen Bucht 83
GÖTZ FLÖSER Neues Verfahren zur Berechnung der Sielabflüsse in Ostfriesland aus dem Binnenpegel der Sielbecken
HELMUT TEMMLER Grundwasserstandsbeobachtungen im Bereich von Uferwänden und Baugruben an der Elbe und Westküste Schleswig-Holsteins
G. GÖNNERT Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht – Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert
JÜRGEN JENSEN u. TORSTEN FRANK Zur Abschätzung von Sturmflutwasserständen mit sehr kleinen Überschreitungs- wahrscheinlichkeiten
Kurzbeiträge
VOLKER BARTHEL, RAINER LEHFELDT, HANS KUNZ, HOLGER SCHÜTTRUMPF 28th International Conference on Coastal Engineering ICCE '02 in Cardiff, Wales, UK
VOLKER BARTHEL 6th Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries – COPEDEC VI
CARSTEN HEIDMANN Hydroinformatics 2002, Cardiff (UK) 425
HERMANN CHRISTIANSEN 27. Treffen der Estuary Study Group, 2003 in Brügge 426
MANFRED ZEILER Buchbesprechung
Ankündigung ICCE 2008 – 31 <sup>st</sup> International Conference on Coastal Engineering 428

Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

### Nachruf Dr. Rohde



Am 21. Juli 2003 starb am Strand von Rügen der Leitende Baudirektor a. D. Dr.-Ing. Hans Rohde

Dass sein Leben einen Abschluss fand in der Umgebung, die in beruflich und privat über viele Jahre beschäftigte, mag ein besonders Zeichen sein. Dr. ROHDE hat lange Jahre als Leiter der Außenstelle Küste der Bundesanstalt für Wasserbau und zugleich auch als erster Forschungsleiter Küste des 1973 gegründeten Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen die Belange der Küstenforschung gefördert und aktiv mitgearbeitet.

HANS ROHDE wurde am 16.7.1924 in Hannover geboren. Nach Arbeitsdienst und anschließender Militärzeit legte er 1945 das Abitur ab und nahm nach einer Maurerlehre zum Wintersemester 1946/47 das Studium des Bauingenieurwesens an der damaligen Technischen Hochschule Hannover auf, das er im Februar 1951 mit der Diplom-Hauptprüfung, Vertieferrichtung Wasserbau, abschloss. Nach kurzer Tätigkeit als Wissenschaftliche Hilfskraft beim Franzius-Institut trat er 1951 als Baureferendar in die Wasser- und Schiffahrtsverwaltung des Bundes (WSV) ein und legte 1954 die große Staatsprüfung ab. Erste interessante Aufgaben aus dem vielfältigen Küstenbereich erwarteten den jungen Regierungsbauassessor bei seiner mehr als dreijährigen Tätigkeit bei der Wasser- und Schiffahrtsdirektion Bremen und dem Wasser- und Schiffahrtsamt Glückstadt. Ab 1957 war HANS ROHDE beim Wasserund Schiffahrtsamt Tönning mit den schwierigen und umfangreichen Vorarbeiten für die zweite Eiderabdämmung und ab 1966 als Dezernent für Gewässerkunde der damaligen Wasser- und Schiffahrtsdirektion Hamburg mit der Elbe befasst.

1967 wurde er zum Leiter der Außenstelle Küste (AK) der Bundesanstalt für Wasserbau ernannt. Die beiden für den norddeutschen Wasserbau besonders markanten Flüsse Eider und Elbe haben die wissenschaftlichen und praxisbezogenen Arbeiten von ROHDE fortan in besonderem Maße geprägt.

Insgesamt etwa 100 wissenschaftliche Veröffentlichungen belegen das besondere Interesse von ROHDE für die Entwicklung und Häufigkeit der Wasserstände im Küstengebiet, insbesondere für die Sturmfluthöhen, für die Geschichte und die Entwicklung der Seeschifffahrtsstraßen, für die Hydrologie der Ästuare sowie für das Küsteningenieurwesen generell. Hervorzuheben ist seine Dissertation über die Entwicklung der Elbe als Schifffahrtsstraße, mit der er 1971 an der Technischen Universität Hannover zum Dr.-Ing. promovierte. Neben der Zusammenarbeit mit allen WSV-Dienststellen pflegte ROHDE auch die für die wissenschaftliche Arbeit und Fortentwicklung der AK erforderlichen Kontakte zu Universitäten, Sonderforschungsbereichen und anderen Fachbehörden des Küstenraumes. Sein Wissen und seine Erfahrungen waren in vielen Fachausschüssen, DIN-Arbeitsausschüssen und Gremien gefragt. Daneben war er 10 Jahre lang als Prüfer für das Fach "Verkehrswasserbau" beim Oberprüfungsamt für den höheren technischen Verwaltungsdienst tätig und nahm zwischen 1971 und 1983 mehrmals Lehraufträge für "Hydrologie des Küstengebietes" an der Universität Hamburg wahr. Das besondere Interesse von ROHDE galt den Forschungsvorhaben im Küsteningenieurwesen, die er entweder selbst leitete oder als "Forschungsleiter Küste" des Kuratoriums für Forschung im Küsteningenieurwesen seit 1973 generell anregte, förderte und koordinierte.

Davon zeugen eine lange Reihe von einschlägigen Veröffentlichungen und technischen Berichten, die sich mit den Problemen der Tide, Sturmfluten, Sedimenttransport, aber auch mit wichtigen historischen Entwicklungen auseinandersetzen und heute noch ihre Bedeutung haben.

Als erster Forschungsleiter für das KFKI hat Dr. ROHDE maßgeblich an der Entwicklung der Forschungskultur in Deutschland mitgewirkt und insbesondere die ersten Projekte im KFKI aus der Taufe gehoben. In diese Zeit fällt auch eine verstärkte Entwicklung der Kontakte zu ausländischen Kollegen, die Förderung der Teilnahme an internationalen Konferenzen und die Organisation der ersten großen internationalen Konferenz ICCE 78 in Hamburg.

Besonders junge Kollegen hat er für den Einstieg in die Küstenforschung ermutigt und sie dabei mit Rat und Tat unterstützt.

Mit Dr.-Ing. HANS ROHDE hat die Fachwelt einen hervorragenden Ingenieur und Wissenschaftler verloren. Ehemalige Mitarbeiter, Kollegen und Freunde trauern mit seiner Familie und werden ihn in bester Erinnerung behalten – so wie er noch wenige Tage vor seinem Tod bei der Verabschiedung von Dr.-Ing. GERD FLÜGGE in "seiner" Außenstelle Küste unter uns war.

Dr.-Ing. Hans-Gerhard Knieß

Dr.-Ing. Volker Barthel

# Naturgefahren und Risikobetrachtung im schleswig-holsteinischen Küstenraum

Von Hans-Jörg Markau u. Stefan Reese

#### Zusammenfassung

Vor dem Hintergrund einer Neuorientierung im Küstenschutz Schleswig-Holsteins wurde das *Forschungs- und Technologiezentrum Westküste* mit der Pilotstudie *MERK – Mikroskalige Evaluation der Risken in überflutungsgefährdeten Küstenniederungen* beauftragt. Hiermit wird u.a. ein Instrumentarium zur mikroskaligen Ermittlung der Sturmflutschadenspotenziale entwickelt, mit dessen Übertragbarkeit auf den gesamten Küstenraum des Landes zukünftig kostenund zeitintensive Studien ersetzt werden sollen.

Um eine umfassende Risikobetrachtung sowie eine entsprechende Implementierung auf verschiedenen administrativen und politischen Ebenen zu gewährleisten, wurde vorab das Konzept *Naturgefahren und Risikobetrachtung* entwickelt. Dieses umfasst die drei Segmente der Risikoanalyse, Risikobewertung und des Risikomanagements.

Für verschiedene Untersuchungsgebiete an Nord- und Ostseeküste wird auf der Basis der hydrologischen und morphologischen Rahmenbedingungen eine Gefährdungsanalyse durchgeführt. Hierbei werden mit einer statistischen Ereignisabschätzung die Intensität und Häufigkeit unterschiedlicher Sturmfluten ermittelt.

Mit einer Vulnerabilitätsanalyse wird dann das Schadenspotenzial erhoben, um anschließend für verschiedene Ereignisszenarien die zu erwartenden Schäden zu evaluieren. Aus der Kombination der Auftretenshäufigkeit von Sturmfluten und der zu erwartenden Schäden ist das spezifische Risiko für die verschiedenen Untersuchungsgebiete zu ermitteln. Mit dem Ziel der Schadensminimierung werden abschließend Empfehlungen für Vor- und Nachsorgemaßnahmen im Rahmen eines Risikomanagements abgeleitet.

Insbesondere die Gefährdungsanalyse und die Risikobewertung haben hierbei weiteren Forschungsbedarf aufgezeigt.

#### Summary

The Research and Technology Center Westcoast (FTZ) has carried out a micro-scale risk evaluation study for selected coastal lowlands along the German North Sea and Baltic Sea coasts. This work is within a framework of a reorientation in the German coastal defence policies of Schleswig-Holstein. Within the scope of the project a methodology will be developed which is cost-effective and can be applied to other coastal zones. A generic concept of Risk Handling and Natural Hazards developed in the early phase ensures an implementation on different administrative and political levels. The method includes the three interlinked segments of risk analysis, risk evaluation and risk management. A hazard determination was carried out for the different study areas at the coastlines of the North and Baltic Seas based on the given hydrological and morphological conditions. The intensity and frequency of different storm floods are derived from statistical analysis of historic storm surge events. The damage potential is assessed through a vulnerability analysis. The expected damage can then be evaluated by an examination of different scenarios. The specific risk can be calculated for the different study areas based on a combination of frequency of occurence and damage. Out of these results strategies and measures for preparedness and mitigation shall be diverted within the frame of the subsequent risk management.

2	L
	г

#### Inhalt

1.	Einleitung	4
2.	Maßstabsskalen	5
3.	Konzept Naturgefahren und Risikobetrachtung	5
	3.1 Risikoanalyse	6
	3.2 Risikobewertung	7
	3.3 Risikomanagement	7
4.	Forschungsprojekt MERK	8
	4.1 Systemabgrenzung und -beschreibung	9
	4.2 Gefährdungsanalyse 1	2
	4.3 Vulnerabilitätsanalyse 1	3
	4.3.1 Wertermittlung 1	3
	4.3.2 Schadensschätzung 1	7
	4.4 Risikoabschätzung	9
	4.5 Risikomanagement	20
5.	Fazit	21
6.	Anmerkungen	22
7.	Schriftenverzeichnis	22

#### 1. Einleitung

24 % der Landesfläche Schleswig-Holsteins sind Küstenniederungsgebiete, die im Falle einer Sturmflut überflutungsgefährdet sind. Küstenschutz ist daher für den Lebens- und Wirtschaftsraum Küste unerlässlich. In der Vergangenheit waren die Planung und Umsetzung des Küstenschutzes in Schleswig-Holstein eher durch eine eindimensionale und sektorale Betrachtungsweise geprägt, so dass man sich räumlich und thematisch auf die Küstenbzw. Deichlinie konzentrierte. Tatsächlich aber gibt es besonders im Küstenraum vielfältige Interessen und Nutzungsansprüche, die berücksichtigt und frühzeitig mit der Küstenschutzplanung in Einklang gebracht werden müssen.

Daher wird zukünftig in Schleswig-Holstein im Rahmen eines "Integrierten Küstenschutzmanagements (IKM)" ein kontinuierlicher, dynamischer und teils iterativer Planungsprozess angestrebt (HOFSTEDE u. PROBST, 1999). Eine zunehmende Wertekonzentration im Küstenraum und teils veränderte Wertvorstellungen seitens der Bevölkerung erfordern in diesem Rahmen u.a. eine breite Beteiligung der Öffentlichkeit. Darüber hinaus hat sich gerade unter dem Aspekt der sich ändernden hydrologischen Rahmenbedingungen, wie z.B. eines prognostizierten Meeresspiegelanstiegs, aber auch unter dem Aspekt der immer knapper werdenden Finanzmittel gezeigt, dass die Ermittlung des Überflutungsrisikos für zukünftige Küstenschutzmaßnahmen unerlässlich ist.

Aus diesem Grund wird seit dem 1. April 2000 am Forschungs- und Technologiezentrum Westküste (FTZ) mit Finanzierung durch das Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein (MLR) und das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMB+F) das Forschungsprojekt MERK – Mikroskalige Evaluation der Risiken in überflutungsgefährdeten Küstenniederungen bearbeitet. Mit einer Risikoanalyse in ausgesuchten Untersuchungsräumen werden hiermit ein lokal anwendbares Planungsinstrument sowie Grundlagen und Empfehlungen für ein zukünftiges Risikomanagement geschaffen.

#### 2. Maßstabsskalen

Für eine Risikobetrachtung im Rahmen der Naturgefahrenforschung gilt es zunächst, die Untersuchungsebene festzulegen. Dabei lassen sich die drei Betrachtungsskalen *Makro-, Meso- und Mikroebene* unterscheiden.

	makroskalig mesoskalig		mikroskalig		
Betrachtungsebene	(inter-)national	regional	lokal		
Planungs- bzw. Handlungsebene	(inter-) nationale Politik	Küstenschutz- strategien	Küstenschutz- maßnahmen		
Untersuchungsraum	Deutsche Küsten	Küsten Schleswig- Holsteins	ausgewählte Küstenräume in Schleswig-Holstein		
Beispiel	IPCC-Common Methodology	FTZ-Wertermittlungs- gutachten	FTZ-MERK-Projekt		

Tab. 1: Untersuchungsebenen

*Makroskalige* Studien finden Anwendung in überregionalen Untersuchungsgebieten. Auf der nationalen bzw. internationalen Betrachtungsebene sind vor allem politische Ziele und Grundsatzentscheidungen Anlass der Untersuchungen. Ein Beispiel des makroskaligen Ansatzes ist die *Common Methodology* des *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Diese standardisierte Methodik ermöglicht die Evaluation der Vulnerabilität von Küstenräumen im nationalen Vergleich unter der Berücksichtigung eines prognostizierten Meeresspiegelanstiegs (IPCC-CZMS, 1991).

*Mesoskalige* Ansätze finden vorwiegend Anwendung auf regionaler Ebene. Hauptziel dieser Untersuchungen ist die Generierung von langfristigen Strategien. Ein Beispiel für eine mesoskalige Studie ist das ebenfalls am *FTZ* bearbeitete Bewertungsgutachten (HAMANN u. KLUG, 1998). In diesem wurde das Schadenspotenzial für die potenziell überflutungsgefährdeten Küstenniederungen Schleswig-Holsteins ermittelt.

Aufgrund der vergleichsweise großen Untersuchungsräume basieren mesoskalige wie makroskalige Methoden auf aggregierten Daten. Dementsprechend sind die Ergebnisse für die konkrete Maßnahmenplanung z.B. im Küstenschutz ungeeignet.

*Mikroskalige* Untersuchungen fokussieren auf lokaler Ebene die potenziell gefährdeten Objekte wie z.B. Gebäude oder verschiedene Flächennutzungen. Kleinräumige Ansätze ermöglichen sehr detaillierte Studien, sind aber sehr kosten- und zeitintensiv. Für das Forschungsprojekt *MERK* wurde erstmals in Schleswig-Holstein ein solcher mikroskaliger Bewertungsansatz gewählt.

#### 3. Konzept "Naturgefahren und Risikobetrachtung"

Aufgaben und Struktur der Naturgefahrenforschung lassen sich an dem Konzept *Naturgefahren und Risikobetrachtung* erläutern (s. Abb. 1). Es bietet zudem die Möglichkeit, sich gängiger Begriffsdefinitionen und Methoden zu bedienen und liefert einen Diskussionsbeitrag zur Systemoptimierung einer präventiven Katastrophenvorsorge. Das Konzept gliedert

sich in die drei Teilsegmente Risikoanalyse, Risikobewertung und Risikomanagement. Eine isolierte Betrachtung der einzelnen Segmente durch die verschiedenen natur- und sozialwissenschaftlichen Disziplinen, wie sie in der Vergangenheit vielfach vorherrschte, ist zukünftig durch einen integrativen Ansatz aufzulösen. Somit können Wissensdefizite ausgeräumt und Bedürfnisse hinsichtlich erforderlicher Informationen von den Beteiligten artikuliert werden.

Dementsprechend steht im Zentrum des Konzeptes das Risiko in Verbindung mit einem kontinuierlichen Kommunikationsprozess.



Abb. 1: Konzept Naturgefahren und Risikobetrachtung

#### 3.1 Risikoanalyse

Mit dem Instrument der Risikoanalyse wird das spezifische Risiko ermittelt. Dabei wird zum einen mit der Gefährdung die von einem spezifischen Ereignis ausgehende Bedrohung der natürlichen Sphäre bestimmt.

Zum anderen wird im Rahmen einer Vulnerabilitätsanalyse auf Basis der ermittelten Schadenspotenziale die Schadenserwartung bei Eintritt eines spezifischen Extremereignisses abgeschätzt. Abschließend lässt sich das spezifische Risiko als Produkt aus Vulnerabilität (Schadenserwartung) und Gefährdung (Ereignishäufigkeit) ermitteln. Das Wissen um bestehende Risiken ermöglicht eine angepasste Risikowahrnehmung und -bewertung durch die verschiedenen Akteure im Küstenraum.



Abb. 2: Konzept der Risikoanalyse

#### 3.2 Risikobewertung

Die Risikobewertung umfasst die Risikowahrnehmung (Perzeption) und die anschließende Bewertung. Auf der Basis des durch die Risikoanalyse ermittelten spezifischen Risikos ist die öffentliche Risikoperzeption zu untersuchen, wobei die Wahrnehmungen je nach Interessen sowie Erfahrungs- und Wissensstand der Akteure sehr unterschiedlich sein können. Mit Hilfe der Risikokommunikation ist es möglich, die Wahrnehmenden über die Bedrohung durch Naturgefahren zu informieren und zu sensibilisieren. So können ursprünglich akzeptierte Risiken in der Bewertung eine nicht akzeptierte Größe annehmen, was die Akteure zu Vorsorgemaßnahmen bewegen kann (s. Abb. 3).

#### 3.3 Risikomanagement

Das Risikomanagement ist das Bindeglied zwischen den Resultaten der Risikoanalyse und den Vorgaben der Bewertung. Es bestimmt die Zielsetzungen, den Handlungsbedarf und die Maßnahmen. Aus dem Vergleich bestehender und akzeptierter Risiken ist der Grad der Sicherheit hinsichtlich einer Gefahr abzuleiten. Sicherheitsdefizite sind dabei die häufigste Ausgangslage für ein Risikomanagement, wobei entweder das Risiko reduziert oder aber die Akzeptanz gegenüber diesem erhöht wird (HOLLENSTEIN, 1997).



Abb. 3: Konzept der Risikobewertung

Im Risikomanagement artikulieren alle Akteure in einem Netzwerk ihre unterschiedlichen Leitbilder und versuchen, eine konsensuelle Zielvorstellung zu formulieren (s. Abb. 4).

Nach der Identifikation der Zielvorstellungen aller Akteure werden kurzfristige Handlungs- und langfristige Entwicklungsziele sowie geeignete Maßnahmen zur Vor- und Nachsorge entwickelt.

Nach Umsetzung der Maßnahmen sollte das Risiko in einem Monitoringprozess hinsichtlich sich ändernder Rahmenbedingungen kontrolliert werden. Werden veränderte Einflussparameter erkannt, müssen die Risikoanalyse und -bewertung gegebenenfalls wiederholt bzw. modifiziert werden, um das Management den neuen Erkenntnissen anpassen zu können. Dementsprechend ist das Konzept der Risikobetrachtung ein teils iteratives System unter Beteiligung aller Kompetenzen und Akteure in den gefährdeten Räumen.

#### 4. Forschungsprojekt MERK

Die Struktur des *MERK*-Projektes basiert auf dem in Kapitel 3 erläuterten Konzept der Risikobetrachtung von Naturgefahren. Um die Gefährdung und Verletzbarkeit der untersuchten Küstenräume durch Sturmfluten abzuschätzen, liegt der Fokus der Studie auf einer Risikoanalyse in den Untersuchungsräumen. Folgende Projektsegmente werden bearbeitet:



Abb. 4: Konzept des Risikomanagements

- Systemabgrenzung und -beschreibung
- Gefährdungsanalyse
- Vulnerabilitätsanalyse
- Risikoabschätzung
- Risikomanagement.

#### 4.1 Systemabgrenzung und -beschreibung

Die Systemabgrenzung und -beschreibung legt den thematischen und räumlichen Rahmen der Untersuchung fest und liefert eine möglichst realitätsnahe Beschreibung des Systems Küste.

Die thematische Abgrenzung des Projektes umfasst die isolierte Betrachtung der Naturgefahr Sturmflut und deren Auswirkung auf verschiedene sozioökonomische Schadenskategorien. Dabei liegt der Fokus auf der Betrachtung von Primärschäden. Zusätzliche Gefahrenbilder wie Stürme oder Rückstaueffekte werden nicht berücksichtigt.

Hinsichtlich der räumlichen Abgrenzung wurden fünf exemplarische Küstenräume ausgewählt: St. Peter-Ording und Kaiser-Wilhelm-Koog an der Nordseeküste sowie das Niederungsgebiet Timmendorfer Strand/Scharbeutz, die nördliche Seeniederung Fehmarn und Kiel an der Ostseeküste. Dieses sind sowohl ländlich und städtisch als auch touristisch geprägte Räume. Unter Berücksichtigung historischer Sturmflutscheitelwasserstände und in

Abstimmung mit dem MLR Schleswig-Holstein werden die Untersuchungsgebiete an der Nordseeküste von der 5-m-Höhenlinie bzw. der zweiten Deichlinie und an der Ostseeküste von der 4-m-Höhenlinie begrenzt.

Der Schwerpunkt der Systembeschreibung liegt in der hydrologischen und morphologischen Charakterisierung der Untersuchungsräume. Somit werden die Rahmenbedingungen der Risikoanalyse und die Grundlagen für den Ablauf von Hochwasserereignissen geschaffen.

Mit dem Geographischen Informationssystem ArcInfo wurde zur Abgrenzung der potenziellen Überflutungsgebiete und Darstellung der morphologischen Gegebenheiten ein digitales Höhenmodell erstellt. Dieses stützt sich auf die Deutsche Grundkarte im Maßstab 1:5000 (DGK5) und verschiedene Katasterpläne.



Abb. 5: Höhenverteilung in den Untersuchungsgebieten

In Abb. 5 sind die Höhenverteilungen in den Untersuchungsgebieten dargestellt. Abb. 6 zeigt exemplarisch für den Untersuchungsraum Timmendorfer Strand die Topologie in einem überflutungsgefährdeten Niederungsgebiet an der Ostseeküste.

Die Höhenverteilungen zeigen in den Untersuchungsgebieten deutliche Unterschiede. So sind die größten Flächenanteile in niedrigen Höhenlagen vorwiegend in den ländlichen Gemeinden Bannesdorf, Landkirchen und Westfehmarn zu erkennen. Zudem sind hier die Höhenschichten von unter 0 bis 4 m ü. NN in ihrer Ausdehnung relativ homogen verteilt, was auf die eingeebnete Grundmoränenmorphologie zurückzuführen ist. In Kaiser-Wilhelm-Koog hingegen zeigt sich die für Marschen typische geringe Reliefenergie in einer Flächenkonzentration im Höhenbereich zwischen 1 und 2 m ü. NN. Die abwechslungsreichere Re-



Abb. 6: Höhenschichten in Timmendorfer Strand

liefgestaltung in St. Peter-Ording resultiert aus den vorgelagerten Dünen und Geestkernen im Gemeindegebiet. Das Untersuchungsgebiet Scharbeutz im Bereich der Binnen- und Ausgleichsküste in der Lübecker Bucht zeigt mit ausgedehnten Strandwällen eine ähnliche Höhenverteilung wie St. Peter-Ording, während Timmendorfer Strand wesentlich größere Flächenanteile in niedrigen Bereichen aufweist. Das ist auf das rückwärtige Retentionsbecken des Hemmelsdorfer Sees zurückzuführen (s. Abb. 6). Der große Flächenanteil höherer Bereiche in der Landeshauptstadt Kiel resultiert einerseits aus den relativ steil ansteigenden Seitenmoränen, andererseits aus der starken anthropogenen Überprägung sowie der Sicherung der Uferanlagen.

#### 4.2 Gefährdungsanalyse

Die Gefährdungsanalyse stellt neben der Vulnerabilitätsanalyse die Basis für eine Risikoabschätzung im Küstenraum dar. Hierbei werden basierend auf verschiedenen Annahmen Sturmflutereignisse mit spezifischen Überflutungs- bzw. Deichbruchwahrscheinlichkeiten untersucht.

Mit einer statistischen Ereignisabschätzung werden die Intensität und Häufigkeit der betrachteten Szenarien auf der Basis von historischen Sturmfluten bestimmt. Von einem probabilistischen Ansatz wird hier abgesehen, da die Kenntnis der zahlreichen Systemkomponenten für befriedigende Wahrscheinlichkeitsbestimmungen nicht ausreicht. Der Bereich der probabilistischen Ereignisabschätzungen zeigt gegenwärtig noch dringenden Forschungsbedarf.

Die Modellierung der Extremereignisse sowie die Annahmen zu verschiedenen Szenarien und Deichbrüchen sind unter Berücksichtigung der hydrologischen und morphologischen Rahmenbedingungen sowie der jeweiligen Küstenschutzsituation in Absprache mit der Küstenschutzverwaltung des MLR und der Ämter für Ländliche Räume (ÄLR) entwickelt worden. Durch jeweils spezifische hydrologische Szenarien wird berücksichtigt, dass in den einzelnen Untersuchungsgebieten unterschiedliche Bedingungen für Ablauf und Auswirkungen der Sturmflutereignisse gelten.

Es wurden für alle Untersuchungsgebiete sowohl Minimal- als auch Maximalszenarien festgelegt. Hierbei werden folgende Möglichkeiten der Auswirkungen im Küstenraum betrachtet:

- Deichüberlauf
- Deichbruch
- Dünendurchbruch
- Überflutungen abhängig vom Scheitelwasserstand (kein Küstenschutz).

Erreicht der Sturmflutwasserstand eine Höhe von 2 m unter der Deichkrone, so ist von einer 100-prozentigen Deichbruchwahrscheinlichkeit auszugehen. Diese Annahme stützt sich auf Erkenntnisse, nach denen bei diesem Wasserstand die Wellen über die Deichkrone schlagen und es zu einer rückwärtigen Schädigung der Deichoberfläche und einer einsetzenden Tiefenerosion im Deichkörper kommen kann.

Folgende Parameter werden für die Überflutungssimulation in den Untersuchungsgebieten definiert:

- Sturmflutscheitelwasserstände
- Verweilzeiten der Sturmflutwasserstände unterschiedlicher Höhe (Ganglinien)
- Deichbruchstellen unter Berücksichtigung der Deichzustände
- Vertikale und horizontale Ausdehnung der Deichbruchstellen in zeitlicher Entwicklung bis zur Klimax (Bruchdynamik)

- Eindringdauer des Wassers durch die Deichbruchstelle
- Gesamtvolumen des einströmenden Wassers
- Ablaufdauer des Wassers bis auf Niveau der Deichbruchsohle
- Gesamtvolumen des ausströmenden Wassers
- Sunkraten unter Berücksichtigung von natürlicher Entwässerung und Pumpleistungen
- Verweilzeiten der Überflutungswässer in Senken.

Die Sturmflutscheitelwasserstände sowie die Verweilzeiten orientieren sich an den Ganglinien folgender historischer Extremereignisse:

- Nordseeküste: Sturmflut vom 3. Januar 1976
- Ostseeküste: Sturmflut vom 12./13. November 1872.

Die GIS-gestützte Überflutungssimulation basiert auf der Ermittlung der Einströmvolumina nach FÜHRBÖTER (1987) und POLENI (BOLLRICH, 2000) unter Berücksichtigung des geländespezifischen Fassungsvermögens der jeweiligen Überflutungsgebiete.

#### 4.3 Vulnerabilitätsanalyse

Mit dem Instrument der Vulnerabilitätsanalyse werden die Sturmflutschäden evaluiert, die im Rahmen der Ereignisszenarien (s. Kapitel 4.2) zu erwarten sind. Sie umfasst eine Wertermittlung und eine Schadensschätzung.

#### 4.3.1 Wertermittlung

Mikroskalige Wertermittlungen erfordern detaillierte, objektbezogene Informationen bezüglich aller potenziell vulnerablen Werte. So erfordert die Auswahl der für die Untersuchung relevanten Wertekategorien eine Identifikation der Elemente, die potenziell einen Schaden erleiden können. Abb. 7 zeigt mögliche Sturmflutschadenskategorien, wobei die Zuordnung von potenziellen Schadenselementen nicht immer eindeutig und teils subjektiv ist.

Direkte Schäden werden hierbei durch den unmittelbaren Einfluss des Ereignisses verursacht, während indirekte Schäden i.d.R. Langzeit- bzw. Folgeschäden darstellen, die in der Kausalität von dem eigentlichen Ereignis distanzierter sind als die direkten Schäden.

Direkte und indirekte Schäden lassen sich in tangible, d.h. monetär erfassbare und intangible Schäden gliedern. Intangible Wertekategorien sind in den meisten Fällen nur in ihrer Anzahl bzw. deskriptiv zu erfassen.

Im Rahmen des *MERK*-Projektes liegt der Fokus auf der Evaluation direkter, tangibler und teils auch intangibler Werte. Abb. 8 und 9 zeigen die Werte- bzw. Schadenskategorien, welche in *MERK* untersucht werden. Der Großteil der evaluierten Schadenselemente ist demnach den direkten tangiblen und primären Schäden zuzuordnen. Diese physischen Schäden an öffentlichem und privatem Eigentum lassen sich monetär erfassen und stellen eine wichtige Grundlage für die Ermittlung der Vulnerabilität dar.

Die direkten intangiblen und primären Personenschäden haben aber in der Risikobetrachtung gegenüber der Verletzbarkeit von Sachwerten eine prioritäre Bedeutung. So orientieren sich auch Küstenschutzplanungen vorrangig an den zu schützenden Einwohnern in den überflutungsgefährdeten Küstenniederungen.

Obwohl es verschiedene Ansätze für die monetäre Bewertung von Menschenleben gibt (vgl. NOWITZKI, 1997), wird in *MERK* die gefährdete Bevölkerung aus ethischen Gründen als intangible Kategorie betrachtet und lediglich quantitativ erfasst.





Abb. 7: Sturmflutschadenskategorien (nach SMITH u. WARD, 1998)

An tangiblen indirekten Schadenskategorien werden die Wertschöpfungsverluste durch Betriebsausfälle betrachtet. Gefährdete Arbeitsplätze und Gästebetten werden als indirekte intangible Schadenselemente lediglich in ihrer Anzahl bewertet. Ihre ökonomische Bedeutung und Monetarisierung wird bei der Betrachtung der Wertschöpfung berücksichtigt.

Im Einzelnen erfordert die Evaluation jeder Schadenskategorie eine eigene Methodik. Diese wird im Folgenden für die wichtigsten Schadenskategorien kurz erläutert.



Abb. 8: Direkte Sturmflutschadenskategorien in MERK (nach SMITH u. WARD, 1998)



Abb. 9: Indirekte Sturmflutschadenskategorien in MERK (nach SMITH u. WARD, 1998)

Die Ermittlung der gefährdeten **Einwohner** wurde mit Hilfe der gemeindeinternen Einwohnermelderegister auf Basis von Gebäudeeinheiten durchgeführt. Die Zuordnung der amtlich gemeldeten Einwohner ist über die im Rahmen einer Gebäudekartierung identifizierten Straßen- und Hausnummern möglich. Da für touristisch geprägte Gemeinden auch die Zweitwohnsitze eine große Bedeutung haben, wurden sowohl Haupt- als auch Nebenwohnsitze erhoben. Abb. 10 zeigt die Ergebnisse der Einwohnerermittlung in den Untersuchungsgebieten.



Abb. 10: Gefährdete Einwohner – Anzahl und Höhenverteilung

Die Kenntnis der Anzahl sowie der Verteilung der Einwohner im Raum und auf die Höhenschichten ist u.a. für Evakuierungsmaßnahmen von großer Bedeutung. So können für den Fall eines Extremereignisses Prioritätenlisten erstellt werden. Diese Informationen können mit Hilfe des GIS durch die Verschneidung des digitalen Geländemodells mit den Nutzungs- und Wertedaten gewonnen werden.

Die touristisch geprägten Untersuchungsgebiete zeigen die größte Anzahl gefährdeter Einwohner. Vergleicht man die einwohnerstärksten Gebiete, so fällt auf, dass in Timmendorfer Strand die Einwohner auf die niedrig gelegenen Höhenschichten konzentriert sind, während in St. Peter-Ording ein Großteil der potenziell gefährdeten Bevölkerung in höheren Geländebereichen wohnen. In den ländlich strukturierten Räumen sind aufgrund der geringen Siedlungsdichte vergleichsweise wenig Einwohner gefährdet.

Für die Ermittlung der **Gebäudewerte** konnten durch Nutzungskartierungen objektbezogene Informationen über die wertbestimmenden Parameter gewonnen werden (u.a. Geschosszahl, Bauart, Alter, Zustand). Die Bruttogrundfläche der Gebäude wurde mit Hilfe des Geographischen Informationssystems aus den digitalen Kartengrundlagen (DGK5 und Katasterkarten) extrahiert. Die *Wertermittlungs-Richtlinien und Normalherstellungskosten 1995* erlauben unter Berücksichtigung der genannten Gebäudespezifika eine sehr detaillierte Evaluation der Neubauwerte je Quadratmeter Grundfläche für unterschiedliche Gebäudetypen (KLEIBER, 1999). Da die Normalherstellungskosten regional sehr stark variieren, wurden bei der Berechnung verschiedene Korrekturfaktoren hinzugezogen, die u.a. die Ortsgröße sowie die regional differierenden Baukosten im Bundesgebiet berücksichtigen. Der Wert der Gebäudegrundstücke konnte zusätzlich durch die Bodenrichtwerte der Gemeinden ermittelt werden. Die Verschneidung der Werte mit dem digitalen Geländemodell erlaubt es dann, Aussagen über die Verteilung der Strukturen auf die Höhenschichten und dementsprechend deren potenzielle Gefährdung zu treffen.

Abb. 11 zeigt die Ergebnisse der monetären Wertermittlung für die untersuchten tangiblen Schadenskategorien der verschiedenen Untersuchungsgebiete.

Die höchsten Werte sind i.d.R. in Verbindung mit Gebäudestrukturen vorhanden. So dominieren die Gebäude-, Inventar- und Grundstückswerte die Werteverteilung (s. Abb. 11).

In der regionalen Verteilung sind die größten Schadenspotenziale in den städtisch geprägten Räumen zu erkennen, die eine Konzentration der wirtschaftlichen Aktivitäten und Siedlungsstrukturen im Küstenraum aufweisen (s. Abb. 11). Trotz der relativ geringen Größe des Untersuchungsgebietes sind die höchsten Werte in der Landeshauptstadt Kiel vorhanden. Aber auch die touristisch geprägten Räume St. Peter-Ording und Timmendorfer Strand zeigen im Vergleich zu den strukturschwächeren Räumen wie Bannesdorf und Kaiser-Wilhelm-Koog sehr hohe Werte.

Für die Darstellung der räumlichen Verteilung und Konzentrationsunterschiede des Schadenspotenzials wurde ein GIS-gestütztes Rasterverfahren entworfen. Hierbei wurde auf die Untersuchungsgebiete ein Raster mit einer Kachelgröße von 300 x 300 m projiziert.

Durch die Verschneidung dieses Rasters mit den verorteten Werten können den einzelnen Planquadraten die entsprechenden Schadenspotenziale zugeordnet werden. Durch die konzentrationsabhängige Farbgebung ist es möglich, Bereiche hervorzuheben, in denen besonders hohe bzw. niedrige Werte vorhanden sind. Abb. 12 zeigt exemplarisch eine Rasterkarte für das Untersuchungsgebiet Timmendorfer Strand.

Hier zeigen sich zwei unterschiedlich strukturierte Gebiete. In dem intensiv besiedelten Küstenraum zeigt sich im Vergleich zum Hinterland eine starke Häufung der Werte. Innerhalb dieses Agglomerationsraumes sind darüber hinaus deutliche Konzentrationsunterschiede zu erkennen.



Abb. 11: Schadenspotenziale in den Untersuchungsgebieten nach Schadenskategorien

#### 4.3.2 Schadensschätzung

Da Vermögenswerte bei einer Überflutung nicht zwangsläufig einen Totalschaden erleiden, kann das gesamte Schadenspotenzial nicht als Maß für die Schäden gelten. Daher wird die monetäre Schadenserwartung für verschiedene Überflutungsszenarien evaluiert. Mit der Modellierung der potenziellen Überflutungsgebiete und der Darstellung der Höhensituation im Untersuchungsraum können, unter Berücksichtigung der Rahmenbedingungen der betrachteten Überflutungsszenarien, die zu erwartenden Überflutungshöhen an den Risikoelementen ermittelt werden. Die Schäden können dann mit Hilfe von Hochwasserschadensfunktionen abgeschätzt werden, in denen die prozentuale Schädigung des Gesamtwertes der Objekte in Beziehung zur Überflutungshöhe gesetzt wird (s. Abb. 13).

In der Vergangenheit sind solche Schadensfunktionen lediglich für Flussüberschwemmungen generiert worden. Diese sind aber auf den schleswig-holsteinischen Küstenraum nicht übertragbar. So wären hier durch den Salzwassereinfluss und die stärkeren hydro-



Abb. 12: Rasterkarte des Gesamtschadenspotenzials in Timmendorfer Strand

dynamischen Belastungen höhere Überflutungsschäden zu erwarten. Demnach ist es erforderlich, im Rahmen einer Expertenbefragung Hochwasserschadensfunktionen für den Küstenraum zu entwickeln. Hierbei werden insbesondere lokale Sachverständige aufgefordert, die Funktionen der Flussüberschwemmungen hinsichtlich einer Übertragbarkeit auf den Küstenraum zu modifizieren. Abb. 13 zeigt eine solche an den Küstenraum angepasste Funktion.



Abb. 13: Schadensfunktion für Gebäude mit zwei Geschossen

Die Schadensfunktionen zeigen teils große quantitative Unterschiede der Schäden in den einzelnen Schadenskategorien. So sind die höchsten Wertverluste an Gebäudestrukturen und privatem Hausrat zu erwarten. Dieses resultiert zum einen aus dem hohen Schadenspotenzial und zum anderen aus der relativ hohen Vulnerabilität dieser Objekte.

#### 4.4 Risikoabschätzung

Auf der Basis der Gefährdungs- u. Vulnerabilitätsanalyse erfolgt die Ermittlung des gegenwärtigen und zukünftigen Risikos in den untersuchten Gebieten für die betrachteten Ereignisszenarien. Hierbei wird der naturwissenschaftlich-technisch orientierte Risiko-Ansatz verfolgt, bei dem sich das Risiko berechnen lässt als Produkt aus der Häufigkeit des Ereignisses und den zu erwartenden Schäden. Das Ergebnis ist demnach eine bestimmte Schadenshäufigkeit.

> Spezifisches Risiko = Schaden x Überflutungshäufigkeit (z.B.: 2 Mio €/a im pot. Überflutungsgebiet)

#### 4.5 Risikomanagement

Zeigt die Risikoabschätzung einen Handlungsbedarf auf, so ist es erforderlich, das Risiko zu organisieren. Hierfür werden im Rahmen des Projektes konzeptionelle Grundlagen und Handlungsempfehlungen zum Risikomanagement erarbeitet. In einem ersten Schritt müssen die potenziell betroffenen Akteure im Küstenraum in einem Netzwerk zusammengebracht werden, um Leitbilder und Zielvorstellungen für einen zukünftigen Planungsprozess zu formulieren (s. Abb. 14). Trotz subjektiver und oftmals auch entgegengesetzter Interessen der Beteiligten ist eine konsensuelle Zielvorstellung unabdingbar, um eine Basis für die konkrete Maßnahmenplanung und den darauf folgenden Umsetzungsprozess zu schaffen (s. Abb. 15).



Abb. 14: Akteure und Zielfindung im Risikomanagement

Die Partizipation und Sensibilisierung der Bevölkerung hinsichtlich einer Sturmflutgefährdung haben in diesem Zusammenhang eine wichtige Bedeutung auch hinsichtlich der Akzeptanz zukünftiger Maßnahmen. Im Rahmen einer Machbarkeitsstudie werden dann, unter Berücksichtigung z.B. der bautechnischen Anforderungen und der Kosten, verschiedene Maßnahmenalternativen erarbeitet.

Trotz der Umsetzung geplanter Vorsorgemaßnahmen verbleibt aber zukünftig immer ein Restrisiko, welches im Rahmen eines Monitoringprozesses hinsichtlich der Veränderung



Abb. 15: Maßnahmen im Risikomanagement

der Rahmenbedingungen (z.B. hydrologische Parameter und gesellschaftliche Wertvorstellungen) kontrolliert werden muss. So gestaltet sich die Risikobetrachtung in ihren Segmenten Analyse, Bewertung und Management als dynamischer, partizipativer und teils iterativer Prozess.

#### 5. Fazit

Mit dem "Integrierten Küstenschutzmanagement (IKM)" ist in Schleswig-Holstein ein innovatives Planungsinstrument der raumbezogenen Risikobetrachtung installiert worden. Insbesondere die Kommunikation, Partizipation und Sensibilisierung der Bevölkerung erlangen hierbei zukünftig eine zunehmende Bedeutung.

Konkrete Küstenschutzmaßnahmen erfordern mikroskalige Untersuchungen in den potenziell von Überflutungen betroffenen Gebieten. Die Ergebnisse der Risikoanalysen, die im Rahmen des *MERK*-Projektes bis Ende des Jahres 2002 durchgeführt werden, erlauben es, standardisierte Instrumentarien zu entwickeln, die eine Übertragbarkeit auf andere Räume ermöglichen sollen. So können die Aufwendungen insbesondere für die kosten- und zeitintensive Evaluation des Schadenspotenzials minimiert werden. Die Projektarbeiten und die konzeptionellen Grundlagen der Risikobetrachtung zeigen insbesondere bei der Gefährdungsanalyse und der Risikobewertung weiteren Forschungsbedarf auf.

#### 6. Anmerkungen

Förderer des KFKI-Projektes *MERK* sind das *Bundesministerium für Bildung und For*schung und das *Ministerium für ländliche Räume*, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein.

#### 7. Schriftenverzeichnis

BOLLRICH, G.: Technische Hydromechanik, Band 1 – Grundlagen. Berlin, 2000.

FÜHRBÖTER, A.: Über den Sicherheitszuwachs im Küstenschutz durch eine zweite Deichlinie. Die Küste, H. 45, S. 181–208. Heide, 1987.

- HAMANN, M. u. KLUG, H.: Wertermittlung für die potentiell sturmflutgefährdeten Gebiete an den Küsten Schleswig-Holsteins. Gutachten im Auftrag des Ministeriums für ländliche Räume, Landwirtschaft, Ernährung und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein. Unveröffentlichter Endbericht, 1998.
- HOFSTEDE, J. u. PROBST, B.: Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein. Hansa, H. 11, S. 108–113. Hamburg, 1999.
- HOLLENSTEIN, K.: Analyse, Bewertung und Management von Naturrisiken. Zürich, 1997.
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE COASTAL ZONE MANAGEMENT SUB-GROUP (IPCC-CZMS): The seven Steps to the Assessment of the Vulnerability of Coastal Areas to Sea Level Rise: A Common Methodology. The Hague, 1991.
- KAUL u. REINS GBR-GESELLSCHAFT FÜR VERNETZTE SYSTEMUNTERSUCHUNG: Abschlussbericht der Sensitivitätsanalyse zu einem integrierten Küstenschutzkonzept für die Küstenniederung Timmendorfer Strand/Scharbeutz. Unveröffentlichter Abschlussbericht. 2000.
- KLEIBER, W.: Wertermittlungs-Richtlinien und Normalherstellungskosten 1995. Köln, 1999.
- NOWITZKI, K.-D.: Konzepte zur Risikoabschätzung und Bewertung. In: BECHMANN, G. (Hrsg.): Risiko und Gesellschaft. Grundlagen und Ergebnisse interdisziplinärer Risikoforschung, S. 125–165. Opladen, 1997.
- SMITH, K. u. WARD, R.: Floods. Physical Processes and Human Impacts. Chichester, 1998.

## Morphodynamische Modellierung der Biodeposition in einem Testfeld der Dithmarscher Bucht

Von Thomas Hirschhäuser

#### Zusammenfassung

Die für die langfristige morphologische Entwicklung von Tidebecken bedeutsame Biodeposition wurde in ein vorhandenes morphodynamisches Modell integriert. Ziel dieser Vorgehensweise war es, ein Werkzeug zur Verfügung zu stellen, mit dem Parameter identifiziert werden können, die die Biodeposition maßgeblich beeinflussen. Dieses Werkzeug kann bei der Festlegung künftiger Forschungsschwerpunkte eine sinnvolle Unterstützung leisten. Durch kontinuierliche Weiterentwicklung und differenziertere Parametrisierungen kann es langfristig in der Lage sein, die quantitativen Auswirkungen der Biodeposition auf den Sedimenthaushalt in Tidebecken zu prognostizieren.

Das Modell verfügt über die Möglichkeit, Produktion, Resuspension und Zerfall von Kotpillen sowie Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen zu berechnen. Es wurde der generelle Einfluss des Zerfalls von Kotpillen und der Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen aufgezeigt. Weiterhin wurden die kritische Geschwindigkeit zur Erosion der Kotpillen v<sub>cr, E, bio</sub>, die Besiedelungsdichte und die Primärproduktion als Einflussfaktor auf die Suspensionskonzentration im Rahmen von Sensitivitätsuntersuchungen variiert.

Untersuchungsgebiet war ein 1 km<sup>2</sup> großes Testfeld in der Dithmarscher Bucht, für das Messungen der Biodeposition in einem fünfmonatigen Zeitraum vorlagen.

#### Summary

A module was developed to simulate biodeposition in tidal areas. The model calculates production, resuspension, decay and consolidation of faecal pellets. Sensitivity studies were carried out to identify the role of several parameters for the overall biodeposition. The aim was to develop a tool to identify sensitive parameters for future investigations and to look into possibilities to simulate the complex processes of biodeposition and their impact on the morphology by means of simple approaches.

#### Inhalt

1.	Einleitung	24
2.	Modul zur Berechnung der Biodeposition	25
	2.1 Berechnung der Biofiltration und -deposition	25
	2.2 Zerfall der Kotpillen	26
	2.3 Konsolidierung der zerfallenen Kotpillen	28
3.	Modellgebiet Dithmarscher Bucht	31
	3.1 Biodeposition	32
	3.1.1 Gemessene Biodeposition	33
4.	Rechenparameter	34
	4.1 Bathymetrie und Sedimentverteilung	34
	4.2 Modellgitternetz	34
	4.3 Wasserstand und Windgeschwindigkeit Büsum	35
	4.4 Besiedelungsdichte mit Cerastoderma edule	35
	4.5 Parameter für das Teilmodul Biodeposition	38
	4.6 Parameter für das Teilmodul Konsolidierung	38
5.	Ergebnisse der morphodynamischen Rechnungen	38
	5.1 Einfluss der Biodeposition	41

#### 1. Einleitung

Morphologisch relevante biogene Prozesse (HIRSCHHÄUSER, 2003) sind – hauptsächlich wegen ihrer Bedeutung für den kohäsiven Sedimenttransport – in den letzten Jahren in zunehmendem Maße Gegenstand der Forschung geworden. Ihre Integration in numerische Modelle fand bis zum heutigen Zeitpunkt allerdings nur in sehr geringem Maße und auf Einzelfragen beschränkt statt. Die Gründe hierfür liegen in einer gegenüber der rein physikalischen Beschreibung des Sedimenttransports ausgeprägten Heterogenität durch die Verbreitung der relevanten Arten, in einer Komplexität der Prozesse mit vielen Einflussfaktoren und in der schwer prognostizierbaren Dynamik eines Ökosystems.

Dennoch erscheint es vor dem Hintergrund der hohen Relevanz dieser Vorgänge für die langfristige morphologische Entwicklung von Wattgebieten sinnvoll, den Versuch zu unternehmen, diese Vorgänge vereinfachend zu berücksichtigen. Der im Folgenden vorgestellte Ansatz versteht sich somit weniger als eine detaillierte Beschreibung der komplexen Prozesse, sondern eher als ein Schritt zur Verbesserung der langfristigen morphodynamischen Modellierung von Tidebecken.

Ein ingenieurmäßiger Beitrag, das Verständnis und die Modellierung der morphologisch relevanten biogenen Prozesse zu verbessern, kann nach BLACK et al. (2002) daher vor allem in folgenden Punkten liegen:

- Der Leistung eines Wissenstransfers, der durch die massive Forschung in diesem Bereich bedingt und aufgrund des Bedarfs in unterschiedlichen Fachdisziplinen notwendig ist.
- Der Durchführung von Sensitivitätsstudien: Die numerische Modellierung kann in diesem Zusammenhang einen bedeutenden Beitrag durch Sensitivitätsstudien leisten. Diese können die Bedeutsamkeit verschiedener Prozesse und der für die Prozessabbildung notwendigen Parameter aufzeigen und damit Forschungsschwerpunkte für die Zukunft legen. Dies erfordert allerdings, dass Abbildungen einzelner Prozesse in ein numerisches Modell integriert werden.

Aus den morphologisch relevanten biogenen Prozessen wurde zunächst die Biodeposition ausgewählt, um sie modular in das morphodynamische Modell TIMOR (HIRSCHHÄU-SER u. ZANKE, 2002) zu integrieren. Der Biodeposition wird eine Rolle beim langfristigen Anwachsen der Watten zugeschrieben, da sie eine Senke für feinkörniges Sediment darstellen kann. Zur modellhaften Abbildung kann die Biodeposition durch folgende relevante Sedimentströme beschrieben werden:

- Filtration eines Wasservolumens mit suspendierten Feststoffen pro Individuum und Zeiteinheit
- Ablagerung in Form von Faeces und Pseudofaeces definierter Größe und kritischer Sohlschubspannung. Hiermit geht ein Wechsel der Korngröße und der kritischen Sohlschubspannung einher
- Zersetzung der Kotpillen durch Mikroorganismen nach einer Zerfallszeit und Umwandlung in die ursprüngliche Kornfraktion
- Konsolidierung der zerfallenen Kotpillen.

Die Auswahl der Biodeposition ist beispielhaft zu verstehen. Eine Erweiterbarkeit auf weitere morphologisch relevante biogene Prozesse ist gegeben.

Es wurde ein Modul entwickelt, was in der Lage ist, Produktion, Resuspension und Zerfall von Kotpillen sowie die Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen zu berechnen. Dieses Modul wurde auf ein 1 km<sup>2</sup> großes Testfeld in der Dithmarscher Bucht angewendet, in dem von GAST et al. (1984) die Biodeposition innerhalb eines fünfmonatigen Zeitraums gemessen wurde.

#### 2. Modul zur Berechnung der Biodeposition

#### 2.1 Berechnung der Biofiltration und -deposition

In Tab. 2.1 sind die für die morphodynamische Modellierung verwendeten Parameter zur artspezifischen Bestimmung der Biodeposition zusammengestellt.

	Macoma balthica	Mytilus edulis	Cerastoderma edule	Mya arenaria
Filtrationsrate f [l/h]	0.2	2	2	2
kritische Geschwindigkeit u <sub>cr, bio</sub> [m/s]	0.3	0.3	0.3	0.3
Zerfallszeit Kotpillen [d]	14	14	14	14

Tab. 2.1: Parameter zur Berechnung der Biodeposition

Die Biodeposition errechnet sich volumetrisch als Sohländerung  $d_{bio}$  aus der Suspensionskonzentration c, der Filtrationsrate f und der Besiedelungsdichte zu

$$d_{bio} = \frac{c \cdot f \cdot Ind_{anz}}{\rho_s}$$
(2.1)

Die in der Kotpillenschicht enthaltene Masse pro m<sup>2</sup> bestimmt sich zu

$$Q_{d,bio} = c \cdot f \cdot Ind\_anz.$$
(2.2)

Falls die kritische Schubspannungsgeschwindigkeit zur Erosion der Kotpillen  $u_{+cr,bio}$  überschritten wird, ergibt sich die Erosionsrate  $Q_{e,bio}$ , zu

$$Q_{e,bio} = Q_{e,bio,theo}, \qquad (2.3)$$

falls der Speicherinhalt der Kotpillenschicht S<sub>bio</sub> > Q<sub>e,theo,bio</sub> und zu

$$Q_{e,bio} = S_{bio}$$
(2.4)

falls  $S_{bio} < Q_{e,theo,bio}$ .

Die maximal mögliche Erosionsrate ermittelt sich zu

$$Q_{e,bio,theo} = M \cdot p_{e,bio}$$
(2.5)

mit einer Erosionswahrscheinlichkeit von

$$p_{e,bio} = \left(\frac{u_*}{u_{*cr,bio}}\right)^2 - 1$$
(2.6)

für  $u_* > u_{*_{cr,bio}}$ .

M wurde zu 0,0005 kg/(m<sup>2</sup> s) angesetzt. Dies entspricht der Obergrenze der von VAN RIJN (1993) vorgeschlagenen Werte für Erosionsraten von kohäsivem Sediment. Die Erosionsrate liegt somit an der Obergrenze der zu erwartenden Erosion.

Der Masseninhalt der Kotpillenschicht S<sub>bio</sub> errechnet sich dabei aus

$$\frac{S_{bio}}{dt} = Q_{d,bio} - Q_{e,bio} - Q_{zerfall,bio}.$$
(2.7)

#### 2.2 Zerfall der Kotpillen

Um eine größtmögliche Annäherung an die Natur zu erreichen, wurde es als wesentlich angesehen, auch den in der Literatur beschriebenen Zerfall der Kotpillen im Modell zu berücksichtigen. Wird dieser nicht berücksichtigt, ergeben sich bei der Berechnung in vielen Bereichen unrealistisch hohe Mengen an abgelagertem Material, die aufgrund der erhöhten kritischen Schubspannungsgeschwindigkeiten zu permanenter Deposition kommen.

Aus den von BLACK (1980) durchgeführten Untersuchungen an *Macoma balthica* geht hervor, dass die Größe der Kotpillen und deren Zerfallszeit nur unwesentlich von der Größe des Individuums beeinflusst wird. Da für andere Arten keine vergleichbaren Untersuchungen vorlagen, die Größe aber scheinbar wenig Einfluss hat und die hier betrachteten Arten ohnehin im gleichen Größenbereich liegen, wurden die von BLACK ermittelten Werte für alle Arten übernommen.

Die von ihm ermittelte Zerfallszeit lag bei 16.3 Tagen bei ruhiger See und 7.6 Tagen bei stärkeren Winden. Da im Modell der Seegang zunächst unberücksichtigt bleiben sollte, wurde die Zerfallszeit t<sub>zerfall</sub> auf 14 Tage für alle betrachteten Arten festgesetzt.

Die Umsetzung in ein morphodynamisches Modell erfordert, dass die Kotpillendepositionsrate zum Zeitpunkt t –  $t_{zerfall}$  bekannt ist, die der Menge an Kotpillen entspricht, die zum aktuellen Zeitpunkt zerfallen muss. Allerdings muss geprüft werden, ob die zum Zeitpunkt t –  $t_{zerfall}$  ausgeschiedenen Kotpillen überhaupt noch vorhanden sind oder bereits zwischenzeitlich erodiert wurden. Erforderlich ist also, dass man die Sedimentationsgeschichte der Kotpillen im Modell berücksichtigen muss. Dies ist aus Speichergründen jedoch nicht für jeden Zeitschritt leistbar.

Daher wurde ein Approximationsverfahren eingeführt. Dieses ist in Abb. 2.1 dargestellt. Die Grundidee des Verfahrens ist es, die Sedimentationsgeschichte aus einer Reihe von Stützstellen zu berechnen. Dies ist nur dann Erfolg versprechend, wenn die Sedimentationsgeschichte vergleichsweise kleinen unsystematischen Fluktuationen unterliegt. Dies dürfte im



Abb. 2.1: Approximationsschema zur Berechnung der Kotpillendepositionsrate zum Zeitpunkt t – t<sub>zerfall</sub>. BLAU: Die zum Zeitpunkt t – t<sub>zerfall</sub> abgelagerten Kotpillen wurden zwischenzeitlich bereits erodiert, daher kommt es zu keinem Zerfall. ROT: Hier sind die vor der Zerfallszeit abgelagerten Kotpillen noch vorhanden (Der Verlauf der Hilfsgröße S<sub>hilf,bio</sub> unterschreitet den damaligen Wert nicht.). Die Zerfallsrate ergibt sich aus der Kotpillendepositionsrate zum damaligen Zeitpunkt, die aus der Interpolation der vorhergehenden und nachfolgenden Stützstelle errechnet werden kann

vorliegenden Fall gegeben sein, da das Absetzverhalten in einem tidegeprägten Gebiet zyklisch verläuft. Erosion von Kotpillen ist nur dann möglich, wenn eine bestimmte kritische Geschwindigkeit überschritten wird, die jedoch aufgrund der Tidebewegung zyklisch auftritt. Das ermöglicht es, die Sedimentationsgeschichte durch eine geringe Anzahl von Stützstellen anzunähern. Die Kotpillendepositionsrate zu einem bestimmten Zeitpunkt kann dann durch lineare Interpolation der vor und nach dem interessierenden Zeitpunkt liegenden Stützstelle ermittelt werden.

Dies ist in Abb. 2.1 anhand von zwei Beispielen erläutert: Im blau markierten Fall kommt es zu keinem Zerfall von Kotpillen, weil die Kotpillen, die vor der Zerfallszeit (im Modell 14 Tage) abgelagert wurden, bereits zwischenzeitlich erodiert wurden. Dies ist daran zu erkennen, dass der Verlauf der Hilfsgröße, die sich aus der Bilanz aus abgelagerten und erodierten Kotpillen ergibt, zwischenzeitlich den Ausgangswert zum Zeitpunkt t – t<sub>zerfall</sub> unterschritten hatte. Im rot markierten Beispiel ist dies nicht der Fall. Die Zerfallsrate ist hier gleich der Kotpillendepositionsrate zum Zeitpunkt t – t<sub>zerfall</sub>. Diese kann im Modell aus Speichergründen nicht ständig vorgehalten werden und wird daher durch lineare Interpolation von davor und dahinter gelegenen Stützstellen errechnet.

Erst wenn die Kotpille sich für eine vorher festgelegte Zeit in der Kotpillenschicht befunden hat und nicht erodiert wurde, kann sie zerfallen.

Die Kotpillenzerfallsrate ergibt sich also aus

$$\frac{Q_{\text{zerfall,bio}}}{dt} = \frac{S_{\text{hilf,bio}} \left(t - t_{\text{zerfall}}\right)}{dt},$$
(2.8)

falls die Hilfsgröße S<sub>hilf,bio</sub>(t – t<sub>zerfall</sub>) das Minimum der Hilfsgröße S<sub>hilf,bio</sub> für den gesamten Zeitraum von t – t<sub>zerfall</sub> bis t ist, was bedeutet, dass die zum Zeitpunkt t – t<sub>zerfall</sub> abgelagerte Kotpille in der Zwischenzeit nicht erodiert wurde.

Ansonsten gilt

$$\frac{Q_{\text{zerfall,bio}}}{dt} = 0.$$
(2.9)

Die Hilfsgröße S<sub>hilf,bio</sub> ermittelt sich als Bilanzgröße aus abgelagerten und erodierten Kotpillen zu

$$\frac{S_{\text{hilf,bio}}}{dt} = Q_{\text{d,bio}} - Q_{\text{e,bio}}.$$
(2.10)

Schließlich wird für jeden Zeitschritt der Masseninhalt der Kotpillenschicht berechnet.

#### 2.3 Konsolidierung der zerfallenen Kotpillen

Weiterhin wurde es als wesentlich angesehen, die Konsolidierung der zerfallenen Kotpillen zu berücksichtigen.

Unter Konsolidierung wird der Vorgang verstanden, dass im kohäsiven Sediment gebundenes Wasser durch Eigengewichtsbelastung ausgetrieben wird. Dadurch verliert der Sedimentkörper an Volumen und ist gleichzeitig schwerer erodierbar. In den meisten Tidebecken spielt die Konsolidierung, anders als in Ästuaren, aufgrund der geringen Suspensionskonzentrationen nur eine untergeordnete Rolle. Im Fall der massenhaft produzierten Kotpillen ist dies jedoch anders, da Deposition größerer Mengen häufig in örtlich eng begrenzten Bereichen stattfindet.

Zur Integration der Konsolidierung von kohäsiven Sedimenten in das morphodynamische Modell TIMOR wurde ein Ansatz von TEISSON (1991) gewählt. Dieser unterteilt das Bodenprofil in eine Anzahl von Schichten, die einer Einteilung des Konsolidierungsvorgangs in mehrere Stadien entspricht.

Jede Schicht wird durch die Parameter Sedimentkonzentration, Aufenthaltsdauer t<sub>verweil,i</sub> und die kritische Schubspannungsgeschwindigkeit für Erosion u<sub>\*cr,e,i</sub> charakterisiert. Diese Werte müssen experimentell bestimmt werden. Die schematische Funktionsweise kann Abb. 2.2 entnommen werden.

Wesentliches Merkmal des Konsolidierungsmoduls ist, wie auch schon beim Zerfall der Kotpillen, dass die Sedimentationsgeschichte bekannt sein muss, da erst nach einer bestimmten schichtspezifischen Verweilzeit  $t_{verweil,i}$  Material in die darunter gelegene, stärker konsolidierte Schicht abgegeben wird. Hierzu ist es notwendig, eine Hilfsgröße S<sub>hilf,i</sub> einzuführen, mit deren Hilfe überprüft wird, ob Material, das vor der schichtspezifischen Verweilzeit zugeführt wurde, noch vorhanden ist. Sie ergibt sich somit aus der Differenz zwischen Zugabe durch Deposition Q<sub>d</sub> oder Abgabe aus der höhergelegenen Schicht Q<sub>k,i-1</sub> und der Erosion Q<sub>e,i</sub>. Die Abgabe von Material in die untere Schicht Q<sub>k,i</sub> bleibt für diese Hilfsgröße logischerweise unberücksichtigt.



Abb. 2.2: Mehrschichtansatz nach TEISSON (1991) zur Berücksichtigung der Konsolidierung mit Angabe der von ihm verwendeten schichtspezifischen Parameter

Eine Abgabe an die darunter gelegene Schicht ist nur möglich, wenn Material über die gesamte Verweilzeit innerhalb der Schicht vorhanden war. Zusätzlich ist der Verlust an Volumen zu beachten, der mit dem Eintritt in eine neue Phase der Konsolidierung einhergeht. Dies wird über die in Abb. 2.2 angegebenen schichtspezifischen Parameter ermittelt.

Sinkt die Schubspannungsgeschwindigkeit unter die kritische Schubspannungsgeschwindigkeit für Deposition u\*cr,d, kann eine Depositionsrate Qd für die erste Schicht berechnet werden. Im Falle einer Deposition von Sediment gelangt dieses zunächst in die erste Schicht. Wird das abgelagerte Sediment in der darauffolgenden Verweilzeit der ersten Schicht  $t_{verweil,1}$  von zwei Stunden nicht erodiert, gelangt es als  $Q_{k,1}$  in die zweite, stärker konsolidierte Schicht. Hier wird es zu dem bereits vorhandenen Material hinzugefügt. Solange keine Erosion stattfindet, wird das in jeder Schicht befindliche Material nach entsprechender Verweilzeit an die darunter liegende, stärker konsolidierte Schicht abgegeben. Überschreitet die vorhandene Schubspannungsgeschwindigkeit u\* den kritischen Wert für die erste Schicht u\*cr.e.1, so kommt es zunächst in Schicht 1 zur Erosion. Die maximal mögliche Erosionsrate  $Q_{e,theo,i}$ wird für jede Schicht berechnet. Wurde für Schicht 1 eine höhere Erosionsrate Q<sub>e,theo,1</sub> berechnet, als Material S<sub>1</sub> vorhanden ist, hat dies zur Folge, dass auch das in Schicht 2 abgelagerte Material S2 einer möglichen Erosion durch die Strömung ausgesetzt ist. Hier ist die kritische Schubspannungsgeschwindigkeit u\*cr,e,2 allerdings höher. Ist auch hier die verbleibende Erosionsrate Q<sub>e,theo,1</sub> - Q<sub>e,1</sub> größer als der Schichtinhalt S<sub>2</sub>, besteht die Möglichkeit einer Erosion von Material in der nächsten Schicht. Dies wird so lange fortgesetzt, bis die mögliche Erosionsrate für eine freigelegte Schicht geringer ist als ihr Inhalt. Damit ist das in tieferen Schichten gelagerte Material vor einer Erosion geschützt. Unabhängig vom Speicherinhalt wird der Erosionsvorgang beendet, wenn die vorhandene Schubspannungsgeschwindigkeit u<sub>\*</sub> geringer ist als die kritische u<sub>\*cr.e.i</sub>.

Somit kann sich die Erosion von Material je nach Erosionsrate und Inhalt der Schichten über mehrere Schichten erstrecken.

Die Schnittstelle zwischen dem Teilmodul Biodeposition und dem Teilmodul Konsolidierung ist die Übergabe der zerfallenen Kotpillen  $Q_{zerfall,bio}$  an die erste Schicht des Teilmoduls Konsolidierung.

Dies ist schematisch in Abb. 2.3 dargestellt.

Das beschriebene Modul zur Berechnung der Biodeposition wurde für ein 1 km<sup>2</sup> großes Testfeld innerhalb der Dithmarscher Bucht angewendet.



Abb. 2.3: Schematische Darstellung der Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen. Graue Kästen: Masseninhalt; grau melierte Kästen: Hilfsgrößen; weiße Kästen: Sedimentströme; rote Pfeile: Deposition; blaue Pfeile: Erosion

#### 3. Modellgebiet Dithmarscher Bucht

Die Dithmarscher Bucht befindet sich nördlich der Elbmündung an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. Das in der Dithmarscher Bucht gelegene Wattgebiet wird im Norden, Osten und Süden vom Festland begrenzt. Im Zuge der Ausführung des Generalplans *Deichverstärkung, Deichverkürzung und Küstenschutz in Schleswig-Holstein* wurden Anfang der 70er-Jahre der östliche Teil der Dithmarscher Bucht durch eine Deichlinie abgegrenzt und der Flutraum um 31 km<sup>2</sup> verringert. Aufgrund dieses Eingriffs in das Tideregime des Wattstroms Piep und seiner Nebenpriele Wöhrdener Loch, Kronenloch sowie Sommerkoog-Steertloch kam es während der Bautätigkeit und nach Fertigstellung der Deichlinie zu starken morphologischen Veränderungen. Das Untersuchungsgebiet ist in seiner Lage in Abb. 3.1 dargestellt.



Abb. 3.1: Untersuchungsgebiet Dithmarscher Bucht. Links: Lage in der Deutschen Bucht; rechts: Tiefenverteilung 1979

Im Wattgebiet östlich von Büsum und nördlich des Wöhrdener Lochs liegt ein ca. 1 km<sup>2</sup> großes Testfeld, welches im Rahmen des Forschungsprogramms *Schlicksedimentation an der deutschen Nordseeküste* (FIGGE, 1984) Ende der siebziger Jahre intensiv untersucht wurde. Aufgrund der hohen Informationsdichte konzentriert sich die morphodynamische Modellierung auf dieses Testfeld im nördlichen Teil der Dithmarscher Bucht. Es ist in Abb. 3.2 dargestellt.

Von besonderem Interesse für die Arbeit sind die Untersuchungen von GAST et al. (1984) bezüglich Sedimentverteilung und Schlicksedimentation im Testgebiet sowie die Untersuchungen von THIEL et al. (1984) mit Schätzungen zu Auswirkungen biogener Prozesse auf die Sedimentdynamik.


Abb. 3.2: Lage des Testfeldes in der Dithmarscher Bucht begrenzt durch Profil I u. II. Links: Luftbild; rechts: Tiefenverteilung, Wasserbedeckungszeit und Stationsnummerierung

#### 3.1 Biodeposition

GAST et al. (1984) führten auch eine mikroskopische Untersuchung der kotpillenbedeckten Wattoberflächen durch. Die Arbeiten erfolgten in dem Testgebiet an den Stationen 53, 54 und 55 (vgl. Abb. 3.2). Sechs Proben wurden labortechnisch untersucht und Kotpillen einer Größe von 0.1 bis 0.4 mm gefunden. Diese Werte entsprechen einem Vielfachen des Korndurchmessers des Sediments, welches von *Cerastoderma edule* filtriert wird. Abb. 3.3 rechts zeigt deutlich die hervorgerufene Veränderung der lokalen Korngrößenverteilung aufgrund der Biodeposition.

THIEL et al. (1984) kartierten in den Jahren 1978 bis 1980 mehrfach die Besiedlungsdichte von insgesamt 29 Tierarten, die einen Einfluss auf die morphologische Entwicklung haben. Die Bestimmung der Besiedlungsdichte erfolgte an 121 Stationspunkten, mit denen das Testgebiet überzogen wurde (vgl. Abb. 3.2). Es wurden Stechproben für eine Laborauswertung



Abb. 3.3: Kotpillenbedeckte Schlickoberfläche (links) und Beeinflussung der Korngrößenverteilung (rechts) nach GAST et al. (1984)

entnommen und zusätzlich fotografische Aufnahmen der Sedimentoberfläche gemacht. Anhand von Kriechspuren, Kothaufen und Löchern konnten indirekt auch tiefer im Watt lebende Organismen erfasst werden. Zudem konnte die Verbreitung höherer Pflanzen und Algen bestimmt werden.

Die Biodeposition im Testgebiet beschränkte sich auf drei Muschelarten: *Cerastoderma edule, Macoma balthica* und *Mya arenaria*. Alle drei filtrieren bodennahes Wasser und scheiden die eingesaugten Feinsedimente in Form von Kotpillen wieder aus. Es gibt noch eine Vielzahl weiterer Organismen, die Biodepositionsraten erbringen, doch kann deren Leistung vernachlässigt werden (THIEL et al., 1984). Tab. 3.1 gibt einen Überblick über die maximale Biodepositionsleistung dieser drei Muschelarten bezogen auf das Testfeld.

Art	Maximale Individuen- dichte [-/m <sup>2</sup> ]	Deposition $[g/(m^2 \cdot d)]$	Volumen [cm <sup>3</sup> ]	Schichtzunahme [mm/Monat]
Cerastoderma edule	1400	700	350	10.5
Macoma balthica	1000	43	21.5	0.1
Mya arenaria	100	2.5	1.3	0.04

Tab. 3.1: Maximale Biodeposition filtrierender Organismen im Testgebiet (THIEL et al., 1984)

Die Biodepositionsraten von *Macoma balthica* und *Mya arenaria* waren im Testgebiet im Vergleich zu der von *Cerastoderma edule* vernachlässigbar gering, weshalb sie für die Modellierung unberücksichtigt blieben.

# 3.1.1 Gemessene Biodeposition

Die mittelfristige Biodeposition wurde im Zeitraum einiger Wochen von GAST et al. (1984) untersucht. In orientierten Stechproben wurde ein später auch in Proben wiederauffindbarer Leithorizont ausgewählt. Von dieser Marke ausgehend ließen sich Sedimentationsoder auch Erosionsereignisse für den Zeitraum zwischen aufeinander folgenden Proben feststellen. In unterschiedlich orientierten Proben und an verschiedenen Stationen stellten die Autoren Sedimentation oder Erosion fest. Für Station 54 lagen folgende Beobachtungen vor:

Datum	Anzahl Tage	Tiefe des Leithorizonts [mm]	Sedimentzunahme aus direkter Beobachtung [mm]	Mittlere Zunahme [mm/d]
21.5.80		27		
6.7.80	46	50	23	0.5
1.9.80	101	66	16	< 0.3
18.10.80	148	81	15	> 0.3

Tab. 3.2: Sedimentation durch Biodeposition an Station 54 nach Beobachtungen von GAST et al. (1984)

#### 4. Rechenparameter

Der Berechnungszeitraum war für alle durchgeführten morphodynamischen Rechnungen die Zeitspanne vom 7.5.1980 bis 18.10.1980. Morphologieänderungen wurden aber erst ab dem 21.5.80 zugelassen, also zu dem Zeitpunkt, wo die Erhebung der Biodeposition begann. Der Vorlauf von 14 Tagen ergibt sich aus der Notwendigkeit, eine realistische Anfangsbedingung für die Dicke der Kotpillenschicht zur Verfügung zu haben, die sich in diesem Zeitraum einstellen konnte. Gleichzeitig muss auch die Sedimentationsgeschichte der Kotpillen bekannt sein, um von Beginn der von GAST et al. (1984) untersuchten Periode Zerfall von Kotpillen zuzulassen.

# 4.1 Bathymetrie und Sedimentverteilung

Die Sohltopographie der Dithmarscher Bucht wurde mit Hilfe einer Bathymetrieaufnahme von 1979 erstellt. Diese Tiefenverteilung wurde im Modell als unerodierbar angenommen, um ausschließlich Veränderungen durch den Eintrag von Feinmaterial und insbesondere die Wirkung der Biodeposition untersuchen zu können.

Einerseits wird durch diese Herangehensweise vermieden, Transport, Erosion und Deposition von Ton-Schluff-Sand-Gemischen zu berechnen, was derzeit noch Gegenstand der Forschung ist (VAN LEDDEN, 2002). Jedoch ist die Annahme, dass ein Großteil der morphologischen Veränderungen auf den Wattflächen durch diese Fraktion verursacht wird, nicht unrealistisch. So berichtet RICKLEFS (2002) nach Untersuchung des suspendierten Materials in den Prielen der Dithmarscher Bucht, dass sich oberhalb von 1 m über der Sohle ausschließlich Sedimente kleiner als 0.06 mm befinden. Dies steht im Widerspruch zu einer berechneten Gleichgewichtskonzentration, die aus Sohlsediment, Geschwindigkeit und Rouse-Profil ermittelt werden kann. Dennoch wurde diese Erscheinung durch wiederholte Messungen bestätigt. Ähnliches wurde auch für suspendierte Sedimente innerhalb des Hörnumtiefs beobachtet (BERGER et al., 1998).

Für das Feinmaterial wurde ein Korndurchmesser von 0.002 mm angesetzt, was der Grenzdurchmesser zwischen Ton und Schluff ist. Als Dichte wurde 1700 kg/m<sup>3</sup> angesetzt.

Zu Beginn der Modellrechnung befindet sich das gesamte Feinkornmaterial in Suspension. Während der Modellrechnung entsteht kontinuierlich Feinkornmaterial durch Primärproduktion.

#### 4.2 Modellgitternetz

Das Modell wurde so aufgebaut, dass im Bereich des Wöhrdener Lochs und des Testfeldes eine hohe räumliche Auflösung vorlag. Da das vorhandene hydrodynamische Modul ein explizites Verfahren zur Lösung der Flachwassergleichungen einsetzt, unterliegt es dem Courant-Friedrich-Levy-Kriterium. Daher geht mit einer hohen räumlichen Auflösung auch ein kleiner Zeitschritt einher. Es musste also eine Balance zwischen ausreichender Auflösung und vertretbar großem Zeitschritt gefunden werden. Da der Untersuchungszeitraum knapp 6 Monate betrug, hatte dieser Gesichtspunkt Bedeutung. Der erforderliche Zeitschritt für das in Abb. 4.1 dargestellte Gitternetz betrug 3 s.



Abb. 4.1: Verwendetes Gitternetz Dithmarscher Bucht. Im Testfeld liegt eine hohe räumliche Auflösung vor

# 4.3 Wasserstand und Windgeschwindigkeit Büsum

In Abb. 4 sind die Wasserstandsganglinie am Pegel Büsum und die Windgeschwindigkeit an der Messstation Büsum dargestellt. Wie aus den Abbildungen hervorgeht, war der Zeitraum bis Mitte August relativ ruhig mit zwei leichteren Stürmen Ende Juni und Mitte Juli, die zu erhöhten Wasserständen geführt haben. Das stärkste Ereignis trat Ende August mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 20 m/s und einem Windstau von über einem Meter auf. Mitte September trat noch einmal kurzzeitig ein stark erhöhter Wasserstand auf. Ein Datenausfall Anfang Oktober wurde durch die astronomische Tide ersetzt.

# 4.4 Besiedelungsdichte mit Cerastoderma edule

Aufgrund der vernachlässigbar geringen Biodepositionsrate anderer Arten wurde für die Modellierung nur die Biodeposition durch *Cerastoderma edule* berücksichtigt. THIEL et al. (1984) nahmen in den Jahren 1978 bis 1980 die Besiedlungsdichte von *Cerastoderma edule* an 121 Stationen des Testfeldes auf. Die Verwendung dieser Kartierungen zur Bestimmung einer Besiedelungsdichte an den im Testgebiet gelegenen Stationspunkten ist jedoch nur stark eingeschränkt möglich, da für den Zeitraum, an dem die Biodeposition erhoben wurde, an vielen Stationen keine auswertbaren Fotografien vorlagen.





Abb. 4.2: Wasserstand (links) und Windgeschwindigkeit in m/s (rechts) Büsum 21.5.-8.10.80

Im Untersuchungszeitraum wurde aber eine Verlagerung der *Cerastoderma edule* Besiedelung festgestellt, was in Abb. 4.3 dargestellt ist. Die maximale Besiedelungsdichte lag für das gesamte 1 km<sup>2</sup> große Testfeld innerhalb des Untersuchungszeitraums von Juli 1978 bis November 1980 bei 800 Ind./m<sup>2</sup>.

Aufgrund der verfügbaren Daten wurde die Besiedelungsdichte an allen Modellknoten, die im Bereich des *Cerastoderma edule* Feldes des Jahres 1980 liegen, auf 1000 Ind./m<sup>2</sup> festgelegt. Dies entspricht in etwa der kartierten Besiedelungsdichte an der Station 54 vom 15.9.1980.



Abb. 4.3: Verlagerung des Cerastoderma edule Feldes im Testgebiet 1978–1980 (THIEL et al., 1984)

Für die Bestimmung der Besiedelungsdichte in der gesamten Dithmarscher Bucht liegen keine detaillierten Kartierungen vor.

GAST et al. (1984) erzielten zwar eine gute Korrelation zwischen dem Vorkommen von *Cerastoderma edule* und dem Sedimenttyp Schlicksand. Doch aufgrund der rein qualitativen Angaben bezüglich der Besiedelungsdichte von *Cerastoderma edule* und dem vermutlich geringen Stichprobenumfang ist dies nicht ausreichend, um eine Besiedelungsdichte für die außerhalb des Testgebiets gelegenen Knotenpunkte zu quantifizieren.

Innerhalb des in Abb. 4.3 dargestellten Verbreitungsgebietes von *Cerastoderma edule* in 1980 wurden 1000 Ind./m<sup>2</sup> angesetzt.

Da für den Rest der Dithmarscher Bucht keine verwertbaren Daten zur Besiedelungsdichte mit *Cerastoderma edule* vorlagen, wurde hier ein Ansatz zur synthetischen Generierung einer Besiedelungsdichte auf Basis der hierarchischen Biotopklassifikation angewendet (HIRSCHHÄUSER, 2003). Die Ergebnisse der hierarchischen Biotopklassifikation sind in Abb. 4.4 (links) dargestellt.

Ausgehend von den von GAST et al. (1984) kartierten Wattsedimenttypen und der Bathymetrie des Gebietes konnten mögliche Biotope ermittelt und daraus eine mittlere Besiedelungsdichte mit *Cerastoderma edule* abgeleitet werden.

Im südöstlichen Teil der Bucht lagen keine zuverlässigen Sedimentdaten vor, weshalb hier auf eine Biotopzuweisung verzichtet wurde. Dies wurde aber als nicht nachteilig angesehen, da der Schwerpunkt der Untersuchung auf dem 1 km<sup>2</sup> großen Testfeld nordöstlich von Büsum liegen sollte.

Im Rahmen von Voruntersuchungen zeigte sich jedoch, dass Biodepositionsraten von *Cerastoderma edule* erst ab einer Besiedelungsdichte von 100 Ind./m<sup>2</sup> Bedeutung haben. Da jedoch mit Ausnahme des Testfeldes über die hierarchische Biotopklassifikation im gesamten Gebiet eine maximale Besiedelungsdichte von 23 Ind./m<sup>2</sup> berechnet wurde, wurde die Besiedelungsdichte um den Faktor 10 erhöht. Dieser kann als der Maximalwert der Zuweisung über die hierarchische Biotopklassifikation verstanden werden, da die Besiedelungsdichte für ein Biotop im logarithmischen Maßstab beschrieben ist. Die in den Modellrechnungen standardmäßig angesetzte Besiedelungsdichte ist in Abb. 4.4 (rechts) dargestellt.



Abb. 4.4: Synthetisch generierte (links) und in den Modellrechnungen angesetzte Besiedlungsdichte (10-mal so hoch) (rechts) mit *Cerastoderma edule*. Es wurden unterschiedliche Skalen verwendet

#### 4.5 Parameter für das Teilmodul Biodeposition

Für *Cerastoderma edule* wurde eine Filtrationsrate von 2 l/h angesetzt. Die entstehenden Kotpillen besitzen eine kritische Geschwindigkeit für Erosion v<sub>cr,E,bio</sub> von 0,3 m/s. Werden Kotpillen nicht erodiert, so zerfallen sie nach einer Zerfallszeit von 14 Tagen in das Ausgangsmaterial.

#### 4.6 Parameter für das Teilmodul Konsolidierung

Zur Modellierung der Konsolidierung von Feinkornmaterial, insbesondere der zerfallenen Kotpillen, wurden 10 Schichten angesetzt. Die schichtspezifischen Parameter Dichte, Aufenthaltsdauer und kritische Schubspannungsgeschwindigkeit wurden von TEISSON (1991) übernommen, da für die Dithmarscher Bucht keine Daten vorlagen.

#### 5. Ergebnisse der morphodynamischen Rechnungen

Vom 21.5.–18.10.1980 wurde in diesem Gebiet mehrfach die Biodeposition von GAST et al. (1984) aufgenommen. Gleichzeitig wurde der Bestand ausgewählter Spezies überwacht. Für diesen Zeitraum bestand somit die Möglichkeit, berechnete Biodepositionsraten mit natürlichen zu vergleichen.

Aufgrund der Unschärfen in der Bestimmung einzelner Parameter und der Vernachlässigung anderer morphologisch relevanter biogener Prozesse sollten die Rechnungen jedoch nicht dazu benutzt werden, Modellparameter zu kalibrieren. Vielmehr sollten Sensitivitätsstudien durchgeführt werden, in denen verschiedene Einflüsse auf die Ergebnisse der Modellierung untersucht wurden.

Dabei sollten mögliche Einflussfaktoren auf ein Minimum beschränkt bleiben, um Aussagen über sensitive Faktoren treffen zu können. Das führte zu folgenden Vereinfachungen:

Vernachlässigung des Seegangs: Die im Biodepositionsmodul implementierten Beziehungen wurden unter reinen Strömungsbedingungen ermittelt, weshalb eine Übertragung auf Seegangsbedingungen nicht gerechtfertigt erschien. Außerdem erschien der erhöhte Rechenaufwand vor dem Hintergrund, dass das Testgebiet sehr seegangsgeschützt liegt, nicht gerechtfertigt.

Ausschließliche Berücksichtigung von Feinkornmaterial: Zunächst sollte nur Feinkornmaterial berücksichtigt werden, da auch nur dieses Bedeutung für die Biodeposition hat. Dies führt zwar dazu, dass nicht die gesamte morphologische Veränderung im Modell berechnet wird, diese kann aber prinzipiell über lineare Superposition aus einer Biodepositionsrechnung und einer "gewöhnlichen" morphodynamischen Rechnung ermittelt werden. Die prinzipielle Schwierigkeit ist darin zu sehen, dass das Verhalten von Ton-Schluff-Sand-Gemischen bezüglich Deposition und Konsolidierung, aber auch Erosion noch Gegenstand der Forschung ist (VAN LEDDEN, 2002), weshalb auch im morphodynamischen Modell TIMOR kein Ansatz vorliegt, um das Verhalten von solchen Ton-Schluff-Sand-Gemischen zu berücksichtigen.

Daher wurde nur mit einer Kornfraktion gerechnet. Die Ergebnisse spiegeln somit nicht die reale morphodynamische Veränderung, sondern nur die Veränderung durch Biodeposition und abiotische Deposition von Feinkornmaterial wieder. Zur Anwendung kam das morphodynamische Modell TIMOR mit dem beschriebenen Erweiterungsmodul zur Berücksichtigung von Biodeposition und Konsolidierungsvorgängen.

Ziel der durchgeführten morphodynamischen Rechnungen war es, sensitive Parameter zu identifizieren, die die Biodeposition in Tidebecken maßgeblich beeinflussen, um darauf aufbauend Empfehlungen für künftige Naturuntersuchungen geben zu können. Langfristiges Ziel ist es, durch eine verbesserte Parametrisierung der morphologisch relevanten biogenen Prozesse ein Werkzeug zu schaffen, mit dem die morphologische Entwicklung von Tidebecken prognostiziert werden kann.

Es war nicht davon auszugehen, dass dies bereits mit dem vorliegenden Modul erreicht werden konnte, da die verwendeten Parameter nicht mit dem Ziel erhoben wurden, morphologisch relevante biogene Prozesse in ein morphodynamisches Modul zu integrieren. Außerdem dürften im vorliegenden Fall neben der Biodeposition noch weitere morphologisch relevante biogene Prozesse einen Beitrag zur morphologischen Entwicklung geleistet haben, weshalb die von GAST et al. (1984) erhobenen Naturdaten nur zur Abschätzung der Größenordnung und des Trends, nicht aber zur Kalibrierung der Modellparameter herangezogen werden sollten.

Die variierten Parameter der durchgeführten morphodynamischen Rechnungen sind in Tab. 5.1 zusammengefasst.

Rechnung	Zerfall von Kotpillen	Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen	v <sub>cr, E, bio</sub> [m/s]	Besiedelungs- dichte
REF_BIO	ja	ja	0.3	Standard
OZERFALL	nein	nein	0.3	Standard
VCRE015	ja	ja	0.15	Standard
VCRE020	ja	ja	0.2	Standard
BIODICHTE_I	ja	ja	0.3	0.1*Standard
BIODICHTE_II	ja	ja	0.3	0.5*Standard
BIODICHTE_III	ja	ja	0.3	2*Standard
BIODICHTE_IV	ja	ja	0.3	10*Standard

Tab. 5.1: Parameter der morphodynamischen Rechnungen. Grau unterlegt: Variierter Parameter

Folgende Einflussfaktoren wurden untersucht:

- Genereller Einfluss der Biodeposition
- Einfluss des Zerfalls von Kotpillen
- Einfluss der kritischen Geschwindigkeit für Erosion der Kotpillen v<sub>cr.E.bio</sub>
- Einfluss der Besiedelungsdichte

#### Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

#### 40

Die Rechnungen wurden einerseits flächenhaft ausgewertet, wobei jeweils die absoluten Tiefenänderungen und der auf die Referenzrechnung REF\_BIO bezogene Tiefenunterschied im Untersuchungszeitraum herausgearbeitet wurden. Dies ermöglicht einen flächenhaften Überblick über den Einfluss des variierten Sensitivitätsparameters.

Zusätzlich ist die relative Tiefenänderung durch Biodeposition an einigen ausgewählten Knotenpunkten als Zeitreihe dargestellt. Hierdurch entsteht ein Eindruck der lokal sehr unterschiedlichen Auswirkungen bei Variation eines Sensitivitätsparameters. Zusätzlich sind in diese Darstellungen die Ergebnisse der Biodepositionsmessungen von GAST et al. (1984) eingefügt. Die Messpunkte wurden durch Geraden verbunden, um einen besseren Eindruck von dem Entwicklungstrend für die entsprechenden Zeiträume zu bekommen. Die Lage der ausgewählten Knotenpunkte ist in Abb. 5.1 dargestellt. Die zugehörigen Tiefenlagen, Entfer-



Abb. 5.1: Lage der ausgewählten Knotenpunkte; rote Umrandung: Lage des *Cerastoderma edule* Feldes 1980: Im Modell mit 1000 Ind./m<sup>2</sup> angesetzt. Knoten 4749 entspricht der von GAST et al. (1984) untersuchten Position

nungen zur 2-m-Tiefenlinie und Besiedelungsdichten sind ebenfalls dieser Abb. zu entnehmen.

Die von GAST et al. (1984) untersuchte Position ist am ehesten dem Knoten 4749 (rot) zuzuordnen. Diese Zuordnung ist jedoch mit Unsicherheiten behaftet, da sie den grafischen Darstellungen von GAST et al. (1984) entnommen wurde. Lage- und Tiefenkoordinaten waren nicht dokumentiert.

#### 5.1 Einfluss der Biodeposition

Die Größenordnung der Biodeposition kann aus einem direkten Vergleich der Rechnungen REF\_BIO und REF (ohne Biodeposition) ermittelt werden. Dieser ist in Abb. 5.2 dargestellt. Sie liegt für den 5-monatigen Sommerzeitraum für Simulation REF\_BIO im Bereich des Testfeldes bei ungefähr 5 cm, was in der Größenordnung der von GAST et al. (1984) an Station 54 gemessenen Biodeposition von 5,4 cm liegt. Die Menge der Biodeposition hängt stark von den im Folgenden variierten Parametern ab, weshalb ihr absoluter Betrag stets im Zusammenhang mit der Sensitivität der entsprechenden Parameter betrachtet werden sollte.



Abb. 5.2: Einfluss der Biodeposition: Differenz REF\_BIO - REF

# 5.2 Einfluss des Zerfalls von Kotpillen

Es wurde als wesentlich angesehen, den Zerfall von Kotpillen im Modell zu berücksichtigen, da ansonsten eine unrealistisch hohe Biodeposition berechnet wird. Dies geht aus Abb. 5.3 hervor. In weiten Teilen des Wattgebietes zwischen Wöhrdener Loch und Kronenloch wird eine starke Deposition berechnet. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die abgelagerten Kotpillen nicht zerfallen und daher die relativ hohe kritische Geschwindigkeit für Erosion v<sub>cr,E,bio</sub> von 0,3 m/s beibehalten. Im Bereich des Testfeldes liegt die Größenordnung der Biodeposition ebenfalls deutlich zu hoch im Vergleich zu der gemessenen Biodeposition





Abb. 5.3: Einfluss des Zerfalls von Kotpillen: Links: Tiefenänderung innerhalb des Untersuchungszeitraums OZERFALL. Rot: Sedimentation; rechts: Differenz zu REF\_BIO. Rot: höhere Biodeposition in OZERFALL. Teilweise Skalenwertüberschreitung

von 5,4 cm. Es wird ein mehr oder weniger gleichmäßiges Anwachsen berechnet. Dies ist der Tiefenentwicklung an einigen ausgewählten Knotenpunkten zu entnehmen, die in Abb. 5.4 dargestellt ist. Die Biodeposition wird weder von der Größenordnung noch vom Trend (stärkerer Anstieg im Zeitraum bis zum 6.7.80) wiedergegeben.

Schon TEN BRINKE u. DRONKERS (1993) zeigten, dass die Nettobiodeposition weitaus geringer ist als die über Besiedelungsdichte, Suspensionskonzentration und Filtrationsrate berechnete Bruttobiodeposition, bei der der Zerfall und die Resuspension der Kotpillen nicht berücksichtigt werden. Für den Bereich der Osterschelde ermittelten sie eine gegenüber der gemessenen Akkumulation dreimal so hohe Bruttobiodeposition.

Die Berechnungsergebnisse im Bereich des Testfeldes liegen in einer ähnlichen Größenordnung: Je nach Lokalität erreicht die Biodeposition ohne Berücksichtigung des Zerfalls das 1.5- bis 5-fache der Biodeposition in REF\_BIO, was aus Abb. 5.4 hervorgeht.



Abb. 5.4: Biodeposition [m] an ausgewählten Knoten. Links: REF\_BIO; rechts: OZERFALL. Dicke vertikale Linien kennzeichnen die Zeitpunkte der Biodepositionsmessung von GAST et al. (1984)

Hieraus wird zweierlei deutlich:

- Ein Modell zur Berechnung der Biodeposition muss den Zerfall der Kotpillen berücksichtigen, was im vorliegenden Modell durch das in Kap. 2.2 beschriebene Approximationsverfahren zur Berechnung der Kotpillendepositionsgeschichte realisiert wurde.
- Ohne ein Modell sind Aussagen über die Größenordnung der Nettobiodeposition nur schwer zu treffen, da die Menge der resuspendierten Kotpillen auf andere Weise kaum ermittelt werden kann.

Die Zerfallszeit wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht variiert. Aufgrund der hohen Bedeutung des Zerfalls für die Resuspension wäre es wünschenswert, diese Größe in Naturmessungen detaillierter zu erheben, um die Abbildung des Zerfalls von Kotpillen im Modell verbessern zu können.

# 5.3 Einfluss der kritischen Geschwindigkeit für Erosion v<sub>cr,E,bio</sub>

Im Allgemeinen bewirkt eine Verringerung der kritischen Geschwindigkeit für Erosion v<sub>cr.E.bio</sub>, dass es zu geringerer Nettobiodeposition kommt, da die Resuspension von abgelagerten Kotpillen erleichtert wird. Dies wird in Abb. 5.5 deutlich. Auf dem Wattgebiet zwischen Wöhrdener Loch und Kronenloch kommt es bei kleinerem v<sub>cr.E.bio</sub> zu geringerer Biodeposition. Dies kann auch anhand der Zeitreihen der Biodeposition einiger ausgewählter Knotenpunkte beobachtet werden (Abb. 5.6). Beispielsweise kommt es an den tiefer gelegenen Knotenpunkten 4779 (gelb) und 4782 (schwarz) nur noch temporär zu einer Nettobiodeposition. Die erleichterte Resuspension führt zu einer Erhöhung des Niveaus der Suspensionskonzentrationen. Daher kann es in geschützten Bereichen von Muschelfeldern sogar zu einer leichten Erhöhung der Biodeposition kommen (vgl. Abb. 5.5). Dies ist im Testfeld beispielsweise an Knotenpunkt 5286 (grün) der Fall. Am Knotenpunkt 4749 (rot), der am ehesten der von GAST et al. (1984) untersuchten Position entspricht, wirkt sich eine Variation von v<sub>cr,E,bio</sub> bezüglich der Nettobiodeposition nicht so stark aus, weshalb auch keine Empfehlung zur Größe von  $v_{cr,E,bio}$  gegeben werden kann. Hier machen sich beide angesprochnen Effekte bemerkbar: Je kleiner v<sub>cr,E,bio</sub> ist, desto größer ist die *Schwankung* in der Nettobiodeposition: Kotpillen werden leichter erodiert, gleichzeitig ist aber auch die Biodeposition aufgrund der höheren Suspensionskonzentrationen höher (vgl. Zeitraum 24.9.–8.10. für Knoten 4749 in Abb. 5.6).

Trotz der genannten Unterschiede bestehen in den Verteilungsmustern der Biodeposition bei Variation von  $v_{cr,E,bio}$  große Ähnlichkeiten (vgl. Abb. 5.5 oben und unten links mit Abb. 5.2). Dies liegt einerseits daran, dass auf den Wattflächen die Tidestromgeschwindigkeiten über die meiste Zeit sehr gering sind und andererseits Kotpillen, selbst wenn sie nicht erodiert werden, nach 14 Tagen zerfallen, wonach sie leicht erodierbar sind.

Die Festlegung eines Wertes für die kritische Geschwindigkeit für Erosion  $v_{cr,E,bio}$  ist ein wesentlicher Parameter, um die Resuspension von Kotpillen zu berechnen. Es ist zu vermuten, dass diese Größe in der Natur eine starke Heterogenität aufweist und somit für die Modellierung schwer zugänglich ist. Andererseits konnte gezeigt werden, dass die Verteilungsmuster der Biodeposition bei Variation dieses Parameters starke Ähnlichkeiten zueinander aufwiesen. Dennoch wäre es wünschenswert, eine Vielzahl von Untersuchungen zur Messung dieses Parameters zur Verfügung zu haben. Aufgrund der Heterogenität des Parameters wird man aber wahrscheinlich auf absehbare Zeit mit Sensitivitätsuntersuchungen Vorlieb nehmen müssen.





Abb. 5.5: Einfluss der kritischen Geschwindigkeit für Erosion v<sub>cr,E,bio</sub> der Kotpillen: Links oben: Tiefenänderung innerhalb des Untersuchungszeitraums VCRE015. Rot: Sedimentation; rechts oben: Differenz zu REF\_BIO. Rot: höhere Biodeposition in VCRE015; links unten: Tiefenänderung innerhalb des Untersuchungszeitraums VCRE020. Rot: Sedimentation; rechts unten: Differenz zu REF\_BIO. Rot: höhere Biodeposition in VCRE020

#### 5.4 Einfluss der Besiedelungsdichte

Die angesetzte Besiedelungsdichte wurde in den Rechnungen BIODICHTE\_I bis BIODICHTE\_IV variiert. Dabei betrug die angesetzte Besiedelungsdichte im Vergleich zur Referenzrechnung REF\_BIO 10% für BIODICHTE\_I, 50% für BIODICHTE\_II, 200% für BIODICHTE\_III und 1000% für BIODICHTE\_IV.

Die Besiedelungsdichte kann örtlich stark variieren. Die Variation des Parameters wurde so angesetzt, dass bei einer Erhöhung um den Faktor 10 gegenüber der Referenzrechnung eine maximale Besiedelungsdichte von 10000 Ind./m<sup>2</sup> erreicht wurde. Dies ist die maximale bisher dokumentierte Besiedelungsdichte von *Cerastoderma edule*.

Die Beziehung zwischen Besiedelungsdichte und Nettobiodeposition ist nichtlinear und



Abb. 5.6: Biodeposition [m] an ausgewählten Knoten. Oben links: REF\_BIO; oben rechts: VCRE015; unten rechts: VCRE020. Dicke vertikale Linien kennzeichnen die Zeitpunkte der Biodepositionsmessung von GAST et al. (1984)

örtlich sehr variabel. Dies liegt daran, dass die Ablagerung linear abhängig von der Besiedelungsdichte ist, die Erosionsmenge aber unabhängig von ihr bleibt. Dies erklärt, warum beispielsweise in Rechnung BIODICHTE\_IV (Abb. 5.7 unten rechts) eine Nettobiodeposition in Bereichen auftritt, in denen bei geringerer Besiedelungsdichte gar keine Nettobiodeposition auftritt, wie im Falle eines Flachs im Kronenloch. In diesem Fall kann man von einer Grenzbesiedelungsdichte sprechen, ab der überhaupt eine Nettobiodeposition auftritt. Hinzu kommen noch indirekte Wirkungen, wie zum Beispiel die Herabsetzung des Niveaus der Suspensionskonzentration bei sehr starker Biodeposition. Teilweise können höhere Besiedelungsdichten sogar zu geringerer Biodeposition führen. Dies ist in Abb. 5.8 unten rechts im hinteren Teil des Testfeldes zu erkennen. Die Ursache hierfür ist darin zu sehen, dass durch hohe Besiedelungsdichten die Suspensionskonzentration lokal signifikant herabgesetzt wird. Im Modell wirkt dieser Effekt umso stärker, da angenommen wird, dass Muscheln Feststoffe mit konstanter Filtrationsrate unabhängig von der Suspensionskonzentration beziehungsweise dem Nährstoffangebot aus dem Wasser heraus ziehen. Nach IGLESIAS et al. (1992) ist die Filtrationsrate wesentlich konstanter als die Menge der aufgenommenen Festoder Nährstoffe. Allerdings kann vermutet werden, dass bei hohen Suspensionskonzentrationen die Filtrationsrate sinkt. Arbeiten, die das belegen, liegen jedoch nach Wissen des Autors zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht vor.

Die als konstant angesetzte Filtrationsrate führt dazu, dass konvektiv transportierte Feststoffe in hinteren Bereichen von Muschelfeldern nicht mehr ankommen. In der Natur ist



Abb. 5.7: Einfluss der Besiedelungsdichte: Tiefenänderung innerhalb des Untersuchungszeitraums. Rot: Sedimentation. Oben links: BIODICHTE\_I, oben rechts: BIODICHTE\_II, unten links: BIO-DICHTE\_III, unten rechts: BIODICHTE\_IV. Dunkelrot umrandete weiße Bereiche: Skalenwertüberschreitung

in einem solchen Fall vorstellbar, dass einzelne Muscheln aufgrund von Nahrungsknappheit absterben. Möglicherweise ist hierin auch ein begrenzender Faktor bei der räumlichen Ausdehnung von Muschelbänken zu sehen. Im Modell ist die Populationsdynamik nicht berücksichtigt. Im Falle von Nahrungsknappheit werden einfach weniger Kotpillen produziert. Ob dieser Effekt in der Natur anzutreffen ist oder nur auf die Modellformulierung zurückzuführen ist, müsste durch Naturmessungen nachgewiesen werden.

Eine Betrachtung der Entwicklung der Biodeposition an einigen Knoten innerhalb des Testfeldes, die in Abb. 5.9 dargestellt ist, zeigt, dass bei sehr hohen Besiedelungsdichten insbesondere an den tiefer gelegenen Knotenpunkten (4779 [schwarz] und 4782 [gelb]) ein starker Zuwachs der Nettobiodeposition festzustellen ist. In diesen dem Wöhrdener Loch zugewandten Bereichen wird eine signifikante Menge an Schwebstoffen aus dem Wasser gefiltert, so dass es in weiter entfernt gelegenen Bereichen zu einer Herabsetzung des Niveaus der Suspensionskonzentration und damit schwächerer Biodeposition kommt.

Die Besiedelungsdichte unterliegt einer ausgeprägten Dynamik, die im beschriebenen



Abb. 5.8: Einfluss der Besiedelungsdichte: Differenz zu REF\_BIO. Rot: niedrigere Biodeposition in REF\_BIO. Oben links: BIODICHTE\_I, oben rechts: BIODICHTE\_II; unten links: BIODICHTE\_ III; unten rechts: BIODICHTE\_IV. Teilweise Skalenwertüberschreitung

Modul zur Berechnung der Biodeposition nicht abgebildet ist. Nach Wissen des Autors mangelt es auch an ökologischen Modellen, die die Populationsdynamik in Wattgebieten berechnen können. Was bleibt, sind die Errichtung und der Einsatz von Datenbanken, in denen die Artzusammensetzung und Besiedelungsdichte von Biotopen dokumentiert wird. Solche sind derzeit an einigen Orten im Aufbau. Dennoch besteht auch hier die Gefahr, die Ergebnisse von Einzelerhebungen, die keinen ausreichenden zeitlichen und räumlichen Horizont abdecken, heranzuziehen. Eine Alternative hierzu ist die Ermittlung der Besiedelungsdichte mit der hierarchischen Biotopklassifikation, womit das Problem von Einzelerhebungen umgangen wird. Kritisch muss allerdings angemerkt werden, dass dieses Verfahren dazu neigt, Besiedelungsdichten "klein zu mitteln". Aus den oben vorgestellten Rechnungen wird deutlich, dass die Biodeposition erst ab Besiedelungsdichten von 50–100 *Cerastoderma edule*/m<sup>2</sup> Bedeutung hat. Für zukünftige Rechnungen wird daher der Einsatz von Datenbanken empfohlen.

Für die vorliegende Modellierung hat dies aber keinen Einfluss, da im Bereich des Testfeldes ohnehin auf Messdaten zurückgegriffen wurde.



Abb. 5.9: Biodeposition [m] an ausgewählten Knoten. Oben links: BIODICHTE\_I; oben rechts: BIODICHTE\_II; unten links: BIODICHTE\_III; unten rechts: BIODICHTE\_IV (andere Skala!). Dicke vertikale Linien kennzeichnen die Zeitpunkte der Biodepositionsmessung von GAST et al. (1984)

#### 6. Zusammenfassung

Die für die langfristige morphologische Entwicklung von Tidebecken bedeutsame Biodeposition wurde in ein vorhandenes morphodynamisches Modell integriert. Ziel dieser Vorgehensweise war es, ein Werkzeug zur Verfügung zu stellen, mit dem Parameter identifiziert werden können, die die Biodeposition maßgeblich beeinflussen. Dieses Werkzeug kann bei der Festlegung künftiger Forschungsschwerpunkte eine sinnvolle Unterstützung leisten. Durch kontinuierliche Weiterentwicklung und differenziertere Parametrisierungen kann es langfristig in der Lage sein, die quantitativen Auswirkungen der Biodeposition auf den Sedimenthaushalt in Tidebecken zu prognostizieren.

Das Modell verfügt über die Möglichkeit, Produktion, Resuspension und Zerfall von Kotpillen sowie Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen zu berechnen. Es wurde der generelle Einfluss des Zerfalls von Kotpillen und der Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen aufgezeigt. Weiterhin wurden die kritische Geschwindigkeit zur Erosion der Kotpillen v<sub>cr,E,bio</sub>, die Besiedelungsdichte und die Primärproduktion als Einflussfaktoren auf die Suspensionskonzentration im Rahmen von Sensitivitätsuntersuchungen variiert.

Untersuchungsgebiet war ein 1 km<sup>2</sup> großes Testfeld in der Dithmarscher Bucht, für das Messungen der Biodeposition in einem fünfmonatigen Zeitraum vorlagen.

Es konnte gezeigt werden, dass das Modell plausible Ergebnisse berechnet. Die Größen-

48

ordnung der Nettobiodeposition wurde gut wiedergegeben, obwohl dies nicht vordergründiges Ziel sein konnte, da weitere morphologisch relevante biogene Prozesse wie Biostabilisation und Bioturbation im Modell vernachlässigt wurden, deren Einfluss schwer abschätzbar ist. Im Vordergrund stand die Identifikation sensitiver Parameter.

Es zeigte sich, dass es wesentlich ist, neben der Kotpillenbildung, mit der eine Zunahme der kritischen Geschwindigkeiten verbunden ist, auch den Zerfall der abgelagerten Kotpillen zu berücksichtigen, wonach das Material wieder seine ursprüngliche kritische Geschwindigkeit besitzt. Nur so kann die Resuspension von abgelagertem Material korrekt wiedergegeben werden. Dies wurde durch ein Approximationsverfahren zur Ermittlung der Kotpillendepositionsgeschichte umgesetzt. Dieses Approximationsverfahren ist auch für andere Einsatzbereiche, bei der die zeitliche Entwicklung einer Größe im Modell vorgehalten werden muss, anwendbar. Die Zerfallszeit der Kotpillen wurde auf 14 Tage festgesetzt und im Rahmen dieser Arbeit nicht variiert. Es werden aber für die Zukunft Naturmessungen zur Erhebung dieses Parameters empfohlen, da er großen Einfluss auf die korrekte Wiedergabe der Resuspension hat.

Weiterhin wurde es als wesentlich angesehen, auch die Konsolidierung von zerfallenen Kotpillen zu berücksichtigen. Auch hier wurde das erwähnte Approximationsverfahren eingesetzt. Die Berücksichtigung der Konsolidierung hatte örtlich sehr unterschiedliche Auswirkungen, weshalb hier für die Zukunft ebenfalls Naturmessungen empfohlen werden, um eine größere Absicherung bei der Wahl der Parameter zu erhalten.

Die kritische Geschwindigkeit zur Erosion der Kotpillen  $v_{cr,E,bio}$  ist ein wesentlicher Einflussfaktor zur Ermittlung der Resuspension von Kotpillen. Es zeigten sich bei Variation dieses Parameters kleinräumig deutliche Unterschiede, doch bestanden in den Verteilungsmustern der Nettobiodeposition bei Variation von  $v_{cr,E,bio}$  große Ähnlichkeiten. Eine Erklärung hierfür ist, dass ein Großteil der Resuspension erst nach dem Zerfall der Kotpillen stattfindet und somit unabhängig von  $v_{cr,E,bio}$  ist.

Die Besiedelungsdichte hat wesentlichen Einfluss auf die Biodeposition. Der Einfluss kann jedoch örtlich stark variieren. Die Beziehung zwischen Besiedelungsdichte und Nettobiodeposition ist nichtlinear. Im Allgemeinen erhöht sich die Nettobiodeposition bei steigender Besiedelungsdichte, da die Biodeposition linear abhängig von der Besiedelungsdichte ist, die Erosion hingegen nur von den hydrodynamischen Verhältnissen abhängt. Dies kann zu der Erscheinung führen, dass es lokal erst dann zu einer Nettobiodeposition kommt, wenn eine Grenzbesiedelungsdichte überschritten wird. Weiterhin kann es in geschützteren Bereichen von Muschelfeldern sogar zu einer Verringerung der Nettobiodeposition bei höherer Besiedelungsdichte kommen, da bei sehr hohen Besiedelungsdichten durch die hohe Filtrationsleistung das Niveau der Suspensionskonzentration gesenkt wird und somit weniger Sediment in hintere Bereiche von Muschelfeldern gelangen kann. Dieser Effekt ist zwar zunächst auf die Formulierung im numerischen Modell zurückzuführen, wo aufgrund der Untersuchungen von IGLESIAS et al. (1992) von einer konstanten Filtrationsrate ausgegangen wird, die unabhängig von Suspensionskonzentration bzw. Nährstoffangebot ist. Es ist jedoch denkbar, dass dieser Effekt auch in der Natur auftritt und beispielsweise als Erklärung für die maximale Ausdehnung von Muschelbänken dienen kann. Hier werden weitere Naturmessungen empfohlen. Generell wird die Einrichtung von Datenbanken, in denen die Artzusammensetzung und Besiedelungsdichte von Biotopen in Wattgebieten zusammengestellt ist, empfohlen. Dies wird derzeit auch an einigen Forschungsinstitutionen umgesetzt.

Die Primärproduktion hat entscheidenden Einfluss auf die sich im Modellgebiet einstellenden Suspensionskonzentrationen. Sie steht in einem mehr oder weniger linearen Verhältnis zur berechneten Nettobiodepositionsrate. Weitere Sensitivitätsuntersuchungen sind

nach Ansicht des Autors hier nicht von Nöten, da der Einfluss aufgrund der linearen Beziehung prognostizierbar ist und zusätzlich prinzipiell die Möglichkeit besteht, ein hochaufgelöstes morphodynamisches Modell mit einem Modell zur Bestimmung der Suspensionskonzentration in der offenen See zu koppeln, um auf diese Weise eine Randbedingung für die Suspensionskonzentration zu erhalten.

Die Umsetzung der Biodeposition in ein morphodynamisches Modell ermöglichte es, den Einfluss verschiedener Parameter auf die Nettobiodeposition zu ermitteln, wodurch Empfehlungen für zukünftige Naturmessungen gegeben werden konnten. Diese haben zum Ziel, die Parametrisierung der beteiligten Prozesse zu verbessern. Durch die Modellierung konnte eine Vielzahl von Aussagen getroffen werden, die ohne sie nicht möglich gewesen wären, weil sie Wechselwirkungen zwischen einzelnen Einflussgrößen offenlegte. Insofern kann davon gesprochen werden, dass das *Verständnis* morphologisch relevanter biogener Prozesse verbessert wurde.

Gleichzeitig wurde ein erster Schritt zum Aufbau eines biomorphodynamischen Modells gemacht. Hier stehen in Zukunft weitere Aufgaben zur Abb. der Biostabilisation und der Bioturbation an. Dies wird eine noch engere Zusammenarbeit von Wissenschaftlern verschiedener Fachdisziplinen erfordern.

# 7. Schriftenverzeichnis

- BERGER, R.; KLEIN, H.; MITTELSTAEDT, E.; RICKLEFS, K. u. ROSS, J.: Der Wasseraustausch im Tidebecken Hörnum-Tief – Datenreport. Berichte des BSH 14, 260 pp., 1998.
- BLACK, L. F.: The Biodeposition Cycle of a Surface Deposit-Feeding Bivalve, Macoma balthica. In: Kennedy, V., S. (ed.) Estuarine Perspectives. Academic Press, New York, 389–402, 1980.
- BLACK, K. S.; TOLHURST, T. J.; PATERSON, D. M. u. HAGERTHEY, S. E.: Working With Natural Cohesive Sediments, Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 128, 2–8, 2002.
- FIGGE, K.: Das Schlickuntersuchungsprogramm des KFKI Anlass und Arbeitskonzept, Die Küste 40, 87–90, 1984.
- GAST, R.; KÖSTER, R. u. RUNTE, K.-H.: Die Wattsedimente in der nördlichen und mittleren Meldorfer Bucht, Die Küste, H. 40, 1984.
- HIRSCHHÄUSER, T. u. ZANKE, U.: Morphologische Langfristprognose für das System Tidebecken-Ebbdelta, Die Küste, H. 64, 2002.
- HIRSCHHÄUSER, T.: Sedimentologische und biologische Aspekte der morphodynamischen Modellierung von Tidebecken, Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU Darmstadt (in Vorbereitung), 2003.
- IGLESIAS, J. I. P.; NAVARRO, E.; ALVAREZ JORNA, P. u. ARMENTIA, I.: Feeding, Particle Selection and Absorption in Cockles *Cerastoderma edule* (L.) Exposed to Variable Conditions of Food Concentration and Quality. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* 162: 177–198, 1992.
- RICKLEFS, K.: Persönliche Mitteilung, 2002.
- TEISSON, R.: Cohesive Suspended Sediment Transport: Feasibility and Limitations of Numerical Modelling. Journal of Hydraulic Research. Vol. 29, No. 6, 1991.
- TEN BRINKE, W. B. M. u. DRONKERS, J.: Physical and Biotic Aspects of Fine-Sediment Import in the Oosterschelde Tidal Basin (The Netherlands). *Netherlands Journal of Sea Research* 31/1: 19–36, 1993.
- THIEL, H. et al.: Quantitative Erhebungen über die Makrofauna in einem Testfeld im Büsumer Watt und Abschätzung ihre Auswirkungen auf den Sedimentverband, Die Küste, H. 40, 1984.
- VAN LEDDEN, M.: Modeling of Sand-Mud Mixtures. Erosion Behaviour and Application to a Tidal Basin, Delft Hydraulics Report Z2840, 2002.

# Sturmwellen-Resonanz an der Westküste der Insel Sylt

Von Fritz Büsching

#### Zusammenfassung

Die Phasengeschwindigkeiten steiler und brechender Seichtwasserwellen erregten Ende der 1970er-Jahre besonderes Interesse, nachdem der Verfasser das Phänomen eines markanten *Effektes anomaler Dispersion* (ADE) bei der Auswertung von Messungen von Sturmwellen an der Westküste der Insel Sylt gefunden hatte. Bei *elektromagnetischen Wellen* ist die anomale Dispersion allgemein als Begleiterscheinung des *Resonanz-Phänomens* bekannt. Da im küstennahen Bereich örtlich und zeitlich unterschiedliche Randbedingungen für die Kinematik steiler oder brechender Wellen existieren, war die analoge Zuordnung solcher Phänomene bisher nicht nachgewiesen und dementsprechend die tatsächliche Existenz des ADE bei Wasserwellen zweifelhaft geblieben.

Ein ADE konnte bei Modelluntersuchungen im Wellenkanal der Fachhochschule Bielefeld jedoch im Zusammenhang mit *resonanten Beckenschwingungen* verifiziert werden. Unter Verwendung einer speziellen Analysetechnik für zusammengesetzte Spektren (composite spectra), die Informationen über anlaufende, reflektierte und re-reflektierte Wellen enthalten, war es möglich, einen Satz gleichzeitig im Kanal existierender partiell stehender Wellen zu identifizieren. Da sich jede dieser partiell stehenden Wellen aus benachbarten Frequenzkomponenten zusammensetzt, die nahezu gleiche Wellenlängen haben, muss in den betreffenden Teilfrequenzbändern anomale Dispersion dc/df > 0 herrschen.

Vor Westerland/Sylt werden hinreichend vergleichbare Randbedingungen durch die Konfiguration mit einem strukturierten Sandriff gebildet, das etwa küstenparallel verläuft. Von See kommende Wellen treten mit den Wasserspiegelauslenkungen in der zwischen Riff und Strand befindlichen Rinne in der Art in Wechselwirkung, dass eine Anzahl möglicher Eigenfrequenzen des eingeschlossenen Wasservolumens getroffen wird. Da in den gemessenen Energiespektren beträchtliche Energiedichten den Eigenfrequenzen 1 bis 5 des Wasservolumens zuzuordnen sind, werden die durch den ADE belegten Resonanzen als verantwortlich für den starken Küstenangriff angesehen. Im Besonderen wird die Existenz von Resonanzabsorptionseffekten auf die näherungsweise abgestufte Struktur der Funktion L(f) (Wellenlängen-Spektrum) zurückgeführt, die aus der gemessenen anomalen Funktion der Phasengeschwindigkeit c(AD)(f) abgeleitet werden kann. Eine ähnliche näherungsweise abgestufte Struktur war als das markante Ergebnis der o.a. Wellenkanaluntersuchungen erhalten worden. Die Ergebnisse werden insbesondere auch bezüglich einer horizontalen Wellenlängenachse dargestellt.

#### Summary

The phase velocity of shoaling and breaking waves was the focus of interest at the end of the 1970s. The author had found the phenomenon of an intense anomalous dispersion effect (ADE) existing with respect to storm surge waves measured at Sylt Island/Germany. In the theory of electromagnetic waves Anomalous Dispersion is known to be an accompanying effect of the resonance phenomenon. Because boundary conditions had not been defined adequately with respect to analogue effects taking place within the coastal zone, the real existence of the ADE with water waves had remained questionable. Recently, however, an ADE has been verified by model investigations at Bielefeld University of Applied Sciences, relating to resonance phenomena occurring in a wave tank. Using a special technique of analysing composite spectra (containing information of incoming, reflected and re-reflected waves) it was possible to detect a set of partial standing waves existing coincidentally. As each partial clapotis is composed of a number of neighbouring frequency components with nearly equal wave length, such components must obey an anomalous dispersion law dc/df > 0.

At Sylt Island boundary conditions sufficiently comparable to that of the wave tank are formed by a structured long shore bar running roughly parallel to the shoreline. Incoming waves interact with the water level variations in the trough located between the bar and the beach in such a way that frequency components match a limited number of possible harmonics of the enclosed body of water. As there are significant energy densities to be found in the wave energy spectra at harmonics numbers 1 through 5 of the enclosed water body, resonance documented by the ADE is believed to be responsible for the tremendous coastal erosions of Sylt island due to storm surge occurrences in the past. Particularly, the existence of resonance absorption effects is traced back to the fact that the function of the component lengths L(f) (wave length spectrum), derived from the anomalous phase velocity spectrum c(AD)(f), is of a nearly stepped structure, which was the main outcome from the wave tank investigations also. Additionally, the results are demonstrated by plots of relevant parameters with reference to a horizontal wave length axis.

# Inhalt

1.	Einleitung	52
2.	Modelluntersuchungen im Wellenkanal der Fachhochschule Bielefeld	55
3.	Sturmwellenspektren an der Westküste der Insel Sylt	63
4.	Diskussion und Schlussfolgerungen	68
	4.1 Ausbildung resonanter Beckenschwingungen	68
	4.2 Wirkungen des Riffes	70
	4.3 Analoges Dipersionsverhalten	71
5.	Zusammenfassung der markanten Ergebnisse	72
6.	Anlagen	72
7.	Schriftenverzeichnis	81

#### 1. Einleitung

Im Rahmen des 1977 zum Abschluss gekommenen Schwerpunktprogrammes der DFG "Sandbewegung im Küstenraum" (FÜHRBÖTER, 1979) wurde u. a. das Forschungsprojekt "Energieumwandlungen in Brandungszonen" durchgeführt. Bei diesem an der Westküste der Insel Sylt vor Westerland betriebenen Naturmessprogramm bestand das Ziel insbesondere darin, erstmals unter Verwendung elektronischer Messgeräte Brandungsdaten während des Ablaufes von Sturmtiden zu gewinnen (FÜHRBÖTER u. BÜSCHING, 1974). Die vom Verfasser durchgeführten Untersuchungen betrafen dabei insbesondere die Wellen- und Strömungsdaten der Sturmtidenfolge vom 13./14. Dezember 1973, für deren Analyse erstmals fast ausschließlich automatische Auswertsysteme verwendet wurden (BÜSCHING, 1974). Da auf derselben Grundlage noch weitere Veröffentlichungen erfolgt sind (BÜSCHING, 1975, 1976, 1978, 1979), dürfte es sich bei dieser Sturmtidenfolge um eine der am besten mit Wellen- und Strömungsdaten dokumentierten Sturmflutmessungen an der deutschen Nordseeküste überhaupt handeln.

Nachfolgend wird nochmals auf die Synchronmessung insbesondere der Wasserspiegelauslenkungen an zwei 15 m voneinander entfernten Messstationen (Messstationen 100 m und 85 m) in dem auf Abb. 1 dargestellten küstennormalen Messprofil Bezug genommen.

Die damaligen Messungen waren durch *hochenergetische* Energiedichtespektren des Brandungsseeganges charakterisiert und hatten die Grundlage für die Berechnung von Übertragungsfunktionen (und anderer Spektralfunktionen beider synchronen Pegelaufzeichnungen) gebildet (BÜSCHING, 1974, 1978, 1979). Als markantes Ergebnis dieser Analysen waren *Spektren der Phasengeschwindigkeiten* erhalten worden, die mit dc/df > 0 ein



Abb. 1: Messprofil Westerland/Sylt, 1973. Küstennahe Wellenmessstationen S1, S2 Messstationen am Strand bei 100 m und 85 m

gänzlich der klassischen Dispersionsrelation widersprechendes *anomales* Dispersionsverhalten zeigten.

*Effekte anomaler Dispersion* (ADE) sind indessen sehr wohl insbesondere von *elektromagnetischen Wellen* bekannt. Beim Durchgang von elektromagnetischen Wellen durch jeden Stoff gibt es Gebiete anomaler Dispersion, die aber wegen der Schmalheit des sichtbaren Spektralgebietes, meist außerhalb desselben, d. h., im Infrarot bzw. Ultraviolett, liegen.

Der bedeutsame Sachverhalt ist für Wasser und Luft qualitativ am besten mit dem Verhalten der komplexen Dielektrizitätszahl  $\epsilon_r = \text{Re}[\epsilon] + i \cdot \text{Im}[\epsilon]$ , die etwa dem Quadrat der Brechzahl n entspricht, darstellbar. In Abb. 2 sind Realteil und Imaginärteil der Dielektrizitätszahl über der Frequenz dargestellt.



Abb. 2: Realteil und Imaginärteil der Dielektrizitätszahl ε für Durchgang elektromagnetischer Wellen etwa durch Wasser oder Luft als Funktionen der Frequenz

Während der Realteil Re $[\epsilon]$  die Dispersion (d $\epsilon$ /df) beschreibt, repräsentiert der Imaginärteil Im $[\epsilon]$  die Absorption.

Bekanntermaßen stammt die *Definition der normalen Dispersion* (als normale Abfolge der Spektralfarben mit dn/df > 0 bzw. d $\epsilon$ /df > 0) aus den Beobachtungen im relativ schmalen sichtbaren Bereich, vgl. Abb. 2. Demgegenüber wird aber deutlich, dass die Dispersion *global* im Bereich zwischen langen Radiowellen und kurzwelligen Röntgenstrahlen *anomal* (d $\epsilon$ /df < 0) ist, vgl. gestrichelte Linie. Besonders hinzuweisen ist jedoch auf die *Resonanz-stellen*, die jeweils durch Maxima des Imaginärteiles und Oszillationen des Realteiles der Dielektrizitätszahl – also durch *starke anomale Dispersion* d $\epsilon$ /df < 0 – gekennzeichnet sind. *Resonanz, Absorption und Anomale Dispersion* stellen demnach einen kombinierten Effekt dar. Insbesondere treten starke Effekte anomaler Dispersion im IR-Bereich infolge von Ionenresonanzen und im UV-Bereich durch Elektronenresonanzen auf. Die Maxima der Absorption sind zugleich kennzeichnend für diejenigen Energien, die bei Resonanz aus der erregenden Welle von den jeweiligen Resonatoren (Ionen, Elektronen) übernommen werden.

Der Autor hatte bereits in den 1980er-Jahren auf mögliche Analogien zwischen dem oben erwähnten Dispersionsverhalten von Seichtwasserwellen und demjenigen elektromagnetischer Wellen hingewiesen (BÜSCHING, 1982, 1983). Als mögliche Resonanzerscheinungen waren aber hauptsächlich solche im *Zusammenhang mit Brandungsmechanismen* in Betracht gezogen worden – insbesondere Resonanzeffekte aus der Wechselwirkung partiell stehender Wellen an relativ steilen Böschungen mit der Waschbewegung ausbrandender Wellen auf der Böschung (BÜSCHING, 1991, 1992, 1995, 1999).

Andererseits hat der Verfasser für den *Ausbrandungsprozess* auf flach geneigten Stränden unter Anwendung der Doppler-Terminologie auf die beschleunigte Wellenrücklaufströmung ebenfalls das Phänomen eines ADE (mit der Folge von Frequenzverschiebungen) nachweisen können (BÜSCHING, 1980, 1986).

Da damit jedoch der ADE bezüglich steiler, noch ungebrochener Wellen *nicht* erklärt war, war klar, dass es einen weiteren Mechanismus geben musste.

Zuletzt war die Frage der wirklichen Existenz des ADE von BÜSCHING u. SPERANSKI (1996) behandelt worden. Hier wurden insbesondere Fehlerbetrachtungen angestellt, in die auch die Naturuntersuchungen anderer Forscher einbezogen waren. Als Ergebnis konnte die Vertrauenswürdigkeit des ADE bezüglich *zweier* durch die Peakfrequenz voneinander getrennter Frequenzbereiche festgestellt werden. Die von SPERANSKI durchgeführten Laboruntersuchungen als auch dessen Naturuntersuchungen (KUZNETSOV u. SPERANSKI, 1990) bestätigen demnach etwa in Übereinstimmung mit FLICK et al. (1981) die Existenz des ADE im *hoch-frequenten* Bereich bezüglich der Verformung steiler und brechender Wellen *als Effekt zweiter Ordnung*. Demgegenüber liefern die Untersuchungen von KUZNETSOV u. SPERANSKI (1990) für den *nieder-frequenten* Bereich – in Übereinstimmung mit den Sylt-Messungen – auch starke Hinweise auf die Kombination des ADE mit *partiell stehenden Wellen*.

Andererseits waren die betreffenden Fehlerbetrachtungen bezüglich der Ergebnisse von THORNTON u. GUZA (1982) und von ELGAR u. GUZA (1985) *nicht eindeutig* ausgefallen. Wie nachfolgend deutlich werden wird, ist der Grund dafür in der Tatsache zu suchen, dass die Randbedingungen bei den letzteren Untersuchungen nicht mit denjenigen eines dem Strand vorgelagerten Sandriffes, vgl. Abb. 1, übereinstimmten.

In den vergangenen Jahren konnten nämlich Effekte anomaler Dispersion zusammen mit resonanten *Beckenschwingungen* bei Untersuchungen im Wellenkanal der Fachhochschule Bielefeld auch bezüglich steiler, ungebrochener Wellen beobachtet werden.

Nachfolgend werden zunächst die diesbezüglichen Untersuchungsergebnisse mitgeteilt und anschließend auf dieser Grundlage die o.a. früheren vor Westerland/Sylt durchgeführten Naturuntersuchungen einer neuen Analyse unterzogen. Da der ADE die Existenz eines ausgesprochen markanten Resonanzphänomens belegt, dürfte das Ergebnis zum Verständnis der Mechanismen der Energieumwandlungen an Küsten mit vorgelagertem Sandriff von besonderer Bedeutung sein.

# 2. Modelluntersuchungen im Wellenkanal der Fachhochschule Bielefeld

In einer Vielzahl von Modelluntersuchungen im Wellenkanal der FH Bielefeld ist seit 1990 die besondere hydraulische Wirksamkeit so genannter Hohldeckwerke (patentierte durchströmbare Böschungsdeckwerke) im Modellmaßstabe 1:5 nachgewiesen worden (BÜSCHING, 1991, 1992, 1995, 1999).

Im Zusammenhang mit der hier behandelten Thematik ist nur die Messmethode von Bedeutung, die in gleicher Weise zur vergleichenden Beurteilung der unterschiedlichen Reflexionswirkungen an Hohldeckwerken wie jeweils an einer *quasi glatten Deckwerksoberfläche* als Referenzrandbedingung gleicher Neigung verwendet wurde. Die in Rede stehenden Untersuchungen beziehen sich nur auf die Randbedingungen mit glatter, 1:m = 1:3 geneigter Vergleichs-Böschungsoberfläche.

Als von der Klappenwellenmaschine erzeugtes Steuerspektrum (input spectrum) wurde ein solches verwendet, das nach Umrechnung auf den Naturmaßstab denjenigen ähnelt, die vom Verfasser nahe der Brecherzone der Insel Sylt gemessen worden waren, vgl. BÜSCHING (1975, 1976). Dementsprechend war der wesentliche Anteil der Energiedichte im Modellspektrum etwa im Frequenzbereich 0,48 Hz  $\leq f \leq$  0,62 Hz konzentriert.

Im Bestreben, die Versuchsanordnung möglichst hochenergetischen Wellenwirkungen (mit Wellenhöhen von etwa H = 0,3 m) auszusetzen, war bei den hier dargestellten Untersuchungen auf Maßnahmen zur Kompensation der Re-Reflexion von der Wellenklappe verzichtet worden. Es ist hervorzuheben, dass ein solches Vorgehen eher im Gegensatz zur normalen Zielsetzung von Wellenkanaluntersuchungen steht, da in der Natur das Vorhandensein von Randbedingung für Re-Reflexion im Allgemeinen nicht erwartet wird.

Des Weiteren abweichend von bekannten Methoden für die Erfassung des frequenzabhängigen Reflexionsphänomens waren hier an einer Vielzahl von Messpositionen (90 Stationen mit Abständen von jeweils 10 cm) für die Synchronmessungen der Wasserspiegelauslenkungen im Wellenfeld seewärts der Böschungsbauwerke Pegel installiert. Deren zeitabhängige analoge Signale wurden zunächst der Fouriertransformation unterzogen, um u.a. für Aussagen bezüglich des Energiegehaltes definierter Frequenzbänder und zur Berechnung frequenzabhängiger Reflexionskoeffizienten C<sub>R</sub> verwendet zu werden (BÜSCHING, 1992). Die gemessenen bzw. berechneten Energiedichte-Spektren repräsentieren dabei an jeder Pegelposition die überlagerten vertikalen Wasserspiegelauslenkungen (Quadratwerte) der von der Wellenklappe kommenden, der von der Böschung reflektierten und der von der Wellenklappe wiederum re-reflektierten Wellen (composite energy spectra).

Abb. 3 enthält beispielhaft für den Bereich vom Böschungsfuß (Station 1,79 m) bis etwa in die Zone maximaler Brecherinstabilität (Station 1,19 m bis 0,79 m) jeweils sechs derartige übereinander dargestellte Spektren vor der durchströmbaren und vor der glatten Böschung.

Die vom Spektrum jeweils eingeschlossene Fläche (IA = integrated spectrum area) ist der resultierenden Wellenenergie proportional. Die folgenden drei Diagramme beziehen sich auf die Messkonfiguration mit glatter Böschungsoberfläche und zeigen solche Energiewerte be-



Abb. 3: Synchron an der durchströmbaren und der glatten Böschung gemessene Energiedichte-Spektren der vertikalen Wasserspiegelauslenkungen



Abb. 4: Integralwerte der spektralen Energie im Gesamtfrequenzband 0,03 ≤ f ≤ 1,4 Hz dokumentieren die Existenz einer partiellen Clapotis vor einer Böschung 1:m = 1:3

züglich unterschiedlicher Frequenzbänder aufgetragen über der Pegelentfernung von der Böschung.

Als Bezugspunkt ist im unteren Teil der Abb. 4 der Durchstoßpunkt des Ruhewasserspiegels (SLW) durch die Böschungsoberfläche mit IP bezeichnet. Im oberen Teil der Abb. 4 ist durch die Abfolge von Energiemaxima und Energieminima für den insgesamt analysierten Frequenzbereich 0,0326 Hz  $\leq$  f  $\leq$  1,3997 Hz deutlich die Existenz einer partiellen Clapotis belegt. Ihre Länge kann etwa als Distanz zwischen dem ersten und dem dritten Energieminimum zu ca. L<sub>C</sub> = 3,65 m abgegriffen werden. Wenn diese experimentelle Funktion auch einige Abweichungen von einer theoretisch als glatt anzunehmenden Gestalt aufweist, wird nachfolgend doch deutlich werden, dass hieraus sehr wohl wichtige Schlussfolgerungen gezogen werden können, insbesondere wenn die Energie von Teilfrequenzbändern untersucht wird und das Signalrauschen unberücksichtigt bleibt. Aus Gründen mangelhafter zeichnerischer Wiedergabemöglichkeit ist hier auf eine der Abb. 4 entsprechende Darstellung für alle Frequenzkomponenten separat (mit dem Frequenzpunktabstand  $\Delta f = 0,00543$  Hz) verzichtet worden.



Abb. 5: Vielzahl von Energielinien für vergrößerte Frequenzintervalle im Frequenzbereich 0,45 Hz f 0,66 Hz

Das dort vorzufindende Phänomen wird aber auch in Abb. 5 noch hinreichend deutlich, wo Energielinien für vergrößerte Frequenzintervalle (n  $\cdot \Delta f$ ) und einen eingeengten Frequenzbereich 0,45 Hz  $\leq f \leq$  0,66 Hz ermittelt worden sind. Deutlich erkennbar ist hier, dass es Energielinien gibt, deren horizontale Extremwertabstände und Phasenwinkel nahezu mit denjenigen anderer Energielinien übereinstimmen.





Abb. 6: 12 Energielinien abgrenzbarer partiell stehender Teilwellen (Partialwellen)

Für den vorliegenden Fall sind die Messungen von BLEES u. STÜHMEYER (1991) und die zugehörigen Berechnungen zur Datenreduzierung von HAGEMEYER u. KRAMER (1992) vorgenommen worden. Als Ergebnis konnten für den Frequenzbereich 0,4015  $\leq$  f  $\leq$  0,8030 Hz 82 diskrete Energielinien ermittelt werden, die bezüglich der Übereinstimmung ihrer Extremwertabstände und Phasenwinkel 12 abgrenzbaren Teilfrequenzbereichen zugeordnet werden konnten (vgl. Abb. 6).

Demnach kann die oben durch Abb. 4 dokumentierte partielle Clapotis etwa auch als Resultierende aus der Überlagerung eines Satzes von 12 solcher gleichzeitig im Wellenkanal existierender partieller Clapotiswellen begriffen werden. Zur Unterscheidung der resultierenden partiellen Clapotis von ihren hier definierten Komponenten werden Letztere im Folgenden kurz als "Partialwellen" bezeichnet.

Die generellen Eigenschaften partieller Clapotiswellen bzw. Paruthese Partialwellen können etwa wie in Abb. 7 dargestellt aus der gemessenen Energieverteilung über der Wellenlänge abgeleitet werden.

Die Teilchenbewegungen für die Phasen der Clapotis-Bäuche können demnach durch Ellipsen mit größerer vertikaler Hauptachse und für die Phasen der Knoten durch Ellipsen mit größeren horizontalen Hauptachsen genähert werden. Die sich allgemein mit der Entfernung von der Böschung verändernden Reflexionswirkungen spiegeln sich offenbar in der Verkürzung der genannten größeren Hauptachsen wieder, während die kleineren Hauptachsen mit der Entfernung von der Böschung anwachsen.

Hierzu sind weitere Erläuterungen ebenso wie solche zur resultierenden Wellenverfor-



Abb. 7: Schematische Darstellung partiell stehender Wellen an einer Böschung; oben: Einhüllende der Wasserspiegelauslenkungen, unten: Energieverteilung (infolge vertikaler Wasserspiegelauslenkungen)

mung in (BÜSCHING, 2000, 2001) enthalten und Auswertungen hinsichtlich frequenzabhängiger Reflexionskoeffizienten sind auf ähnlicher Grundlage in (BÜSCHING, 1992) zu finden.

Mit Bezug auf die vorliegende Thematik ist aber die Tatsache von besonderer Bedeutung, dass die Frequenzkomponenten der Partialwellen wegen ihrer nahezu gleichen Längen in den betreffenden Teilfrequenzbändern dem Gesetz einer anomalen Dispersion unterliegen müssen, da die Phasengeschwindigkeit gemäß c = L · f bei konstanter Wassertiefe mit der Frequenz zunimmt (dc/df > 0).

Im oberen Teil der Abb. 8 sind die aus den oben genannten 82 Energielinien bestimmten Längen über der Frequenz als L(AD)(f) bezeichnet (AD = anomale Dispersion), während die gestrichelt eingetragene Funktion L(ND)(f) die entsprechend der klassischen Dispersionsrelation für die Kanalwassertiefe d = 0,626 m (gemäß normaler Dispersion, ND [dc/df <0]) berechneten theoretischen Werte angibt. Beide Funktionen können demnach auch als "Längenspektren" bezeichnet werden.

Die entsprechenden Darstellungen für die Phasengeschwindigkeiten c(AD)(f) und c(ND)(f) (Spektren der Phasengeschwindigkeiten) sind im unteren Teil der Abb. dargestellt.

Da – wegen der näherungsweise abgestuften Struktur der Funktion L(AD)(f) – nahe liegt, die genannten 12 Partialwellen als Eigenschwingformen des Kanalwasservolumens anzusehen, wird nachfolgend untersucht, wie weit die Randbedingungen der geneigten Böschung mit Oberschwingungen vereinbar sind.

Bekanntlich können die Eigenfrequenzen für den Inhalt eines Beckens mit vertikalen Wänden und entsprechend den Eigenformen der Abb. 9 für perfekt stehende Wellen unter Verwendung von Formel (1) bestimmt werden.



Abb. 8: Komponenten-Längen, Phasengeschwindigkeiten und Ordnungszahlen der Beckenschwingungen in Abhängigkeit von der Frequenz



Abb. 9: Die ersten 4 theoretischen Eigenformen des Inhaltes eines Beckens mit vertikalen Wänden im Abstand D



$$f[Hz] = (n+1) \cdot \frac{c}{2 \cdot D}$$
(1)

Darin sind

D = der maßgebliche horizontale Wandabstand,

c = die Wellenfortschrittsgeschwindigkeit und

n = die Ordnungszahl der Eigenschwingung.

Mit n = 0 ist die Eigenform der Grundfrequenz (fundamental) gekennzeichnet und n = 1, 2, 3 ... werden als erste, zweite, dritte ... Oberschwingung (first, second, third harmonic) benannt (Abb. 9).

Die o.a. Formel für die Eigenfrequenzen nach der Ordnungszahl n[–] aufgelöst, ergibt Formel (2):

$$n(f)[-] = \frac{2 \cdot D \cdot f}{c} - 1 \tag{2}$$

Wird darin  $c = L \cdot f$  verwendet, ergibt sich Formel (3)

$$n(L)[-] = \frac{2 \cdot D}{L} - 1$$
 (3)

Da für die hier vorliegenden Randbedingungen (der geneigten Böschung auf der einen Seite und der um den Gelenkpunkt schwingenden Wellenklappe auf der anderen Seite, Abb. 10) zunächst keine bestimmte Entfernung D angegeben werden kann, wurden hierfür die in der Grafik der Abb. 10 bezeichneten Vielfachen der Halbwellenlängen der vier dominanten längsten Partialwellenlängen (5,81 m; 4,88 m; 4,21 m und 3,58 m) zusammen mit den theoretischen Phasengeschwindigkeiten c(f) eingesetzt (vgl. Legende der Abb. 8).

Wird für die Distanz zwischen Klappengelenk und Böschungsfußpunkt  $D_1 = 4 \times 4,88/2 \text{ m} = 9,76 \text{ m}$  als minimale Böschungsentfernung zu Grunde gelegt, beziehen

sich die Distanzen D<sub>2</sub> = 5 x 4,21/2 = 10,525 m,

 $D_2 = 5 \times 1,21/2 = 10,525$  m,  $D_3 = 6 \times 3,58/2 = 10,74$  m und

 $D_4 = 4 \times 5,81/2 = 11,62 \text{ m}$ 

auf die in Abb. 10 kenntlich gemachten Böschungspunkte.



Abb. 10: Unterschiedliche Böschungsentfernungen D<sub>i</sub> bezüglich des Klappendrehlagers (schematisch und unmaßstäblich)

Es sind in der Grafik der Abb. 8 also vier verschiedene Funktionen  $n_i(f)$  (Formel (2)) enthalten, für die jeweils die Entfernung  $D_i$  mit der Distanz des Klappengelenkpunktes von einem jeweils anderen Punkt auf der geneigten Böschung übereinstimmt. Deutlich ist in Abb. 8 erkennbar, dass die Partialwellen im Wellenkanal als Oberschwingungen mit Ordnungszahlen 3 n 8 aufgetreten sind. Dabei kann die Tatsache, dass mehrere (durch gleiche Signaturen gekennzeichnete) Harmonische offenbar mit derselben Grundfrequenz verknüpft sind, als weiteres Indiz dafür angesehen werden, dass es sich tatsächlich um Eigenschwingformen handelt, die infolge aufgetretener *Resonanz* besonders hervortreten.

Als eigentliche "Resonanzgebiete" können dabei die Frequenzbereiche angesehen werden, in denen die Komponentenlängen annähernd gleich sind. In diesen Bereichen ist die Dispersion mit dc/df > 0 eindeutig *anomal*, während in den dazwischen liegenden Bereichen jeweils die *normale* Dispersion mit dc/df < 0 *stärker* ausgeprägt ist, als diejenige, die entsprechend der klassischen Dispersionsrelation berechnet werden kann (vgl. c(ND)(f)).

Um auch den Zusammenhang der Dispersion mit den Energiewerten der Partialwellen herzustellen, sind in Abb. 11 die Phasengeschwindigkeiten und Ordnungszahlen der Beckenschwingungen zusammen mit den Energiedichtewerten der Partialwellen *über den Wellenlängen* aufgetragen.

(Zum besseren Vergleich mit der Darstellung über der Frequenzachse (Abb. 8) ist hier die horizontale Längenachse seitenverkehrt dargestellt.)

Nach Transformation auf die Längenachse stellt sich demnach das Dispersionsverhalten in Abb. 11 wie folgt dar:

Die Bereiche normaler Dispersion sind durch Differentialquotienten dc/dL > 0 zu identifizieren, wohingegen die o.a. "Resonanzgebiete" in dieser Darstellung lediglich als *näherungsweise konstante "Resonanzwellenlängen"* repräsentiert werden, denen die Energiedichtewerte der Partialwellen zuzuordnen sind.



Abb. 11: Phasengeschwindigkeiten, Ordnungszahlen der Beckenschwingungen und Energiedichten in Abhängigkeit von der Wellenlänge

Dementsprechend treten die Bereiche anomaler Dispersion in der Funktion c(AD)(L) nicht etwa mit dc/dL < 0, sondern mit dem Grenzwert dc/dL  $\rightarrow \pm \infty$  als Sprünge in Erscheinung.

Bezüglich der Energiedichtewerte der Partialwellen wird deutlich, dass maximale Energien in etwa gleicher Größeordnung hier zwei dominierenden Partialwellen mit den Längen 4,21 m und 3,58 m zugehörig sind. Werden andererseits die Energiebeiträge aller Partialwellen zusammen betrachtet, ist plausibel, dass die in Abb. 3 angegebene Wellenlänge der resultierenden partiellen Clapotis mit  $L_C = 3,65$  m zwischen den genannten Partialwellenlängen liegt.

Zur besseren Übersicht wurden auch die 4 Funktionen, mit denen die Ordnungszahlen der Eigenschwingformen bestimmt werden, als  $n_i(L)$  (Formel (3)) dargestellt.

#### 3. Sturmwellenspektren an der Westseite der Insel Sylt

Die im küstennormalen Messprofil (vgl. Abb. 1) an zwei Stationen im Abstand von 15 m voneinander synchron aufgenommenen Wasserspiegelauslenkungen  $\eta_{100}(t)$  und  $\eta_{85}(t)$  waren – wie oben ausgeführt – bereits mehrfach Gegenstand früherer Untersuchungen des Verfassers gewesen. Informationen, die nicht unmittelbar zum Verständnis der hier behandelten Thematik erforderlich sind, werden hier nicht wiederholt und sind den genannten anderen Quellen zu entnehmen.

Die Messdauer während der betreffenden Sturmtidenkette umfasste den Zeitraum vom 13.12.1973, 12.30 Uhr bis zum 14.12.1973, 18.38 Uhr und erstreckte sich demnach über rund 30 Stunden. Repräsentativ für diesen Zeitraum waren in unregelmäßigen Zeitabständen für 16 Messperioden mit der jeweiligen Dauer 13 Minuten und 39,2 Sekunden die nachfolgenden Spektralfunktionen synchron berechnet worden (BÜSCHING, 1974):

die Energiedichte-Spektren  $G_{xx}(f)$  und  $G_{yy}(f)$  bezüglich der Messstationen x = 100 m und y = 85 m,

die Übertragungsfunktion  $H_{xy}(f)$  nach Betrag $|\overline{H_{xy}}|(f)$  und Phase  $\phi_{xy}(f)$  und

die Kohärenzfunktion  $\overline{\gamma}_{xv}(f)$ 

Auf der Grundlage der Phaseninformation  $\varphi_{xy}(f)$  der Übertragungsfunktion war seinerzeit das Spektrum der Phasengeschwindigkeit wie folgt definiert worden (BÜSCHING, 1978):

$$c(f) = \frac{\overline{xy}}{\varphi_{xy}(f)/2 \cdot \pi \cdot f}$$
(4)

Hierin bedeuten  $\overline{xy}$  die Entfernung zwischen den Messstationen x und y im küstennormalen Messprofil und  $\varphi_{xy}(f)$  die Phasendifferenz zwischen den Fourier-Komponenten der Frequenzen f<sub>i</sub> an diesen Stationen.

Da die oben bezüglich der Modelluntersuchungen dargestellten Erscheinungsformen anomaler Dispersion auf die markanten Abweichungen im Wellenlängenspektrum zurückzuführen waren, wird nunmehr das Wellenlängenspektrum nachfolgend auch für die Naturmessungen in den Mittelpunkt der aktuellen Untersuchung gestellt.

Dieses kann aus dem anomalen Phasengeschwindigkeitsspektrum (dc/df > 0) wie folgt hergeleitet werden:

$$c(f) = L \cdot f = \frac{\overline{xy}}{\varphi_{xy}(f)/2 \cdot \pi \cdot f}$$

$$L(f) = \frac{\overline{xy}}{\varphi_{xy}(f)/2 \cdot \pi}$$
(5)

Ein Vergleich mit den Ergebnissen der Modelluntersuchungen ist indessen nur zulässig, wenn hinreichend vergleichbare Randbedingungen existieren. Da die Messwertanalyse bei den Modelluntersuchungen ausschließlich auf die Wasserteilchenkinematik infolge partiell stehender Wellen beschränkt war, werden nachfolgend zunächst nur die Untersuchungsperioden mit *maximalen Tidewasserständen* in die Betrachtung einbezogen. Damit ist sicher gestellt, dass auch bei den Naturmessungen die partielle Reflexion als *dominierendes Phänomen* gegenüber den Mechanismen des Wellenbrechens oder gar der Waschbewegung ausbrandender Wellen (Wellenauflauf – Wellenrücklauf) in den Spektren erfasst sind.

Zugleich ist die Analyse damit auf die Messungen beschränkt, für die die Kohärenz im Bereich hoher Energiedichten ausreichende Werte ( $\overline{\gamma}_{xy}^2 \approx 0,8$ ) erreicht. Von den 5 (von 16) mit Wassertiefen d  $\geq$  3,6 m auf diese Bedingungen zutreffenden Messperioden sind beispielhaft alle genannten Spektralfunktionen der Messung Nr. 11 vom 14.12.1973, 3.46 Uhr in den Abb. 12, 13 und 14 vergleichend untereinander dargestellt. Entsprechende Anordnungen für die Messungen Nr. 4, 5, 9 und 10 sind in den Anlagen 1a bis 4a enthalten.



Abb. 12. Energiedichte-Spektren von Sturmwellen an den Stationen 100 m und 85 m im Messprofil der Abb. 1



Abb. 13: Spektren der Phasengeschwindigkeit c(f), der Längen L(f) der Wellenkomponenten und der Kohärenz  $\overline{\gamma}_{xy}^2(f)$  (mit 10-fachen Werten)



Abb. 14: Vergrößert dargestellte Spektren der Längen L(f) zusammen mit Ordnungszahlen n(f) der Beckenschwingungen

Abb. 12 enthält die beiden energiereichen Energiespektren mit maximalen Energiedichten bzw. signifikanten Wellenhöhen in Höhe von

$$maxE_{fp,100} = 3,99 \text{ m}^2/\text{Hz}$$
 bzw.  $H_{S,100} = H_{mo,100} = 2,91 \text{ m}$  und  
 $maxE_{fp,085} = 2,85 \text{ m}^2/\text{Hz}$  bzw.  $H_{S,085} = H_{mo,085} = 2,59 \text{ m}.$ 

Es ist hinreichend deutlich, dass die Energie von Station 100 m bis Station 85 m über den Bereich höherer Energiedichte etwa gleichmäßig abnimmt und damit Resonanzen zumindest aus Ausbrandungsprozessen keine nennenswerte Rolle gespielt haben.

In Abb. 13 sind jeweils sowohl die klassischen als auch die auf der Grundlage der Übertragungsfunktion (Phase) berechneten Spektren der Phasengeschwindigkeit c(f) und der Wellenlänge L(f) zusammen mit der Kohärenzfunktion  $\gamma_{xv}^2(f)$  (10fache Werte) dargestellt.

In Anbetracht der in Böen mit U > 33 m/s (BFT 12) zur Messzeit aufgetretenen Orkanwindstärken aus WNW Richtungen (BÜSCHING, 1974) können die für den Frequenzbereich 0,03 Hz  $\leq$  f  $\leq$  0,2 Hz angegebenen Kohärenzwerte durchaus als *erstaunlich hoch* eingestuft werden. Deshalb ist der Verfasser überzeugt, dass die in diesem Bereich besonders ausgeprägten Effekte anomaler Dispersion (der Funktion c(AD)(f)) nicht etwa allein als *nichtlineare Effekte* erklärt werden können.

Im Gegensatz zur klassischen Dispersionsrelation c(ND)(f), die mit  $dc/df \le 0$  eine normale Dispersion beschreibt, ist diese global gerade deutlich durch *entgegengesetztes Vorzeichen* gekennzeichnet.

Hinsichtlich des gemäß klassischer Dispersionsrelation berechneten Wellenlängenspektrums L(ND)(f) ist festzustellen, dass mit zunehmender Annäherung  $f \rightarrow 0$  geradezu absurd große Wellenlängen erhalten werden. Diese Aussage bleibt auch stichhaltig, wenn – mit Rücksicht auf die unsichere Wassertiefenbestimmung, insbesondere beim Ablauf von Sturmfluten – etwa eine 20 % geringere Wassertiefe d = 3,6 m < 4,5 m (vgl. Anl. 1a) verwendet wird. Demgegenüber scheinen –-wie weiter unten noch ausgeführt werden wird – die betreffenden Werte des anomalen Wellenlängespektrums L(AD)(f) im Bereich der tatsächlichen Beobachtungen zu liegen (FÜHRBÖTER, 1974; BÜSCHING, 1978, 1979).

Für eine weitergehende Analyse insbesondere der Funktion L(AD)(f) sind in Abb. 14 beide Wellenlängenspektren vergrößert dargestellt. Hier wird deutlich, dass die Oszillationen im Phasengeschwindigkeitsspektrum c(AD)(f) tatsächlich auch zu einem näherungsweise stufigen Verlauf im zugehörigen Wellenlängenspektrum L(AD)(f) führen. Zur Verdeutlichung dieser Erscheinung ist zusätzlich die Funktion L(AV)(f) eingetragen, die über unterschiedliche Anzahlen benachbarter Frequenzpunkte gemittelte Komponentenlängen angibt. Somit wird also ein Ergebnis erhalten, das demjenigen der oben behandelten Modelluntersuchungen ähnelt. Dass es sich hierbei nicht um eine einmalige zufällige Erscheinung handelt, wird im Anhang (Kapitel 6) durch die Darstellung der erwähnten 4 weiteren gleichartigen Messungen belegt. Darüber hinaus ist das Phänomen auch in allen übrigen Messungen (mit kleineren Wassertiefen und anderen Seegangsintensitäten) erkennbar.

Weiterhin sind in Abb. 14 zwei Funktionen n(f) (gemäß Formel (2)) eingetragen. Für n1(f) wurde dabei der Mittelwert L(AV) = 84,79 m (etwa bei f = 0,045 Hz) als erste Harmonische vorausgesetzt. Der Verlauf der Kurve lässt dann auf die Existenz weiterer Oberschwingungen schließen, etwa die zweite Oberschwingung bei etwa f = 0,09 Hz, die dritte Oberschwingung bei etwa f = 0,17 Hz etc.. Da die Phasengeschwindigkeit von der Frequenz abhängt, ist klar, dass die Frequenzen der höheren Harmonischen *nicht genau* mit den ganzzahligen Vielfachen der Grundfrequenz übereinstimmen. Das trifft auch zu, wenn für n2(f)

die Wellenlänge  $L_p = 74,88$  m (etwa bei f = 0,06 Hz) im Bereich des spektralen Peaks als erste Harmonische zu Grunde gelegt wird. Hiermit wäre demnach eine zweite Oberschwingung etwa mit der Frequenz f = 0,12 Hz verbunden.

Wenn auch die Kohärenz für den ersten Frequenzpunkt f = 0,012207 Hz nur zwischen 0,3 und 0,4 liegt, besteht doch hinreichende Wahrscheinlichkeit, dass auch die Grundschwingungsform mit einer Länge von etwa 170 m (vgl. Abb. 13), in der Rinne zwischen Sandriff und Strand präsent ist. Bei den übrigen in der Anlage enthaltenen Messungen sind die Grundschwingungsformen demgegenüber als Maxima der Wellenlängen erkennbar.

In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, dass die Annahme etwa eines *offenen Beckens*, gekennzeichnet durch einen Knoten der Grundschwingungsform am Riff, *keine* plausiblen Ordnungszahlen n(f) liefert.



Abb. 15: Phasengeschwindigkeiten c(ND)(L) und c(AD)(L), Ordnungszahlen n(L) der Beckenschwingungen sowie Linienspektren der Energiedichte ED(L)

In Analogie zu Abb. 11 (der Untersuchungen im Wellenkanal) wurden auch die Spektren der Phasengeschwindigkeit c(ND)(f) und c(AD)(f) (Abb. 13) in Spektren c(ND)(L) bzw. c(AD)(L) transformiert (vgl. Funktionen im oberen Teil von Abb. 15). Für c(AD)(L) wurde dabei nur der Frequenzbereich 0,03 Hz  $\leq f \leq 0,18$  Hz berücksichtigt, in dem die Kohärenz im Mittel bei etwa  $\overline{\gamma}_{xy} = 0,8$  lag. Erwartungsgemäß treten auch hier im Spektrum c(AD)(L) Sprünge mit dc/dL  $\rightarrow \pm \infty$  (AD) auf, die die Präsenz der betreffenden Oberschwingungen markieren. Deren Ordnungszahlen n1(L) bzw. n2(L) gemäß Gleichung (3) sind im unteren Teil der Abb. dargestellt. Im Gegensatz zu den Modelluntersuchungen treten im Vergleich mit c(ND, d = 4.5 m) aber nur unter- und oberhalb der der zweiten und der dritten Harmonischen zuzuordnenden Resonanzstellen stärkere Neigungen dc/dL > 0 (ND) auf, während im Gesamttrend dc/dL < 0, d.h. anomale Dispersion herrscht. Wegen des eingeschränkten
Frequenzbereiches ( $\overline{\gamma}_{xy}^2 = 0,8$ ) sind hier nur die Harmonischen 1 bis 3 mit unterschiedlichen Signaturen gekennzeichnet.

Schließlich sind in Abb. 15 und Abb. 16 noch die Linienspektren der Energiedichte für diskrete Wellenlängen bezüglich der Messstationen 100 m und 85 m enthalten. Diese wurden dadurch gebildet, dass die Werte der Energiedichte für die Frequenzkomponenten mit gleicher Wellenlänge jeweils aufsummiert worden sind. Für die Messstation 100 m ist der maximalen Energiedichte in Höhe von etwa maxED(L) = 8 m<sup>2</sup>/Hz demnach etwa eine Wellenlänge L(AD) = 40 m zuzuordnen. Im Gegensatz dazu ist im Frequenzspektrum etwa ein Wert von maxEP(f) = 4 m<sup>2</sup>/Hz vorhanden, für den bei normaler Dispersion etwa eine zugehörige Wellenlänge von LP(ND) = 90 m berechnet werden kann (vgl. Abb. 16).



Abb. 16: Unter Verwendung der klassischen Dispersionsrelation auf die Längenachse transformierte Energiedichte-Spektren sowie Linienspektren der Energiedichte ED(L), berechnet auf der Grundlage des anomalen Längenspektrums L(AD)(f)

### 4. Diskussion und Schlussfolgerungen

### 4.1 Ausbildung resonanter Beckenschwingungen

Bei den oben dargestellten Modelluntersuchungen handelt es sich a priori nicht um die exakte Nachbildung der in der Natur vorgegebenen Konfiguration einer Küste mit strandparallel vorgelagertem Sandriff. Die Randbedingungen des Wellenkanals (mit einer beweglichen Klappe einerseits und relativ stark geneigter Böschung auf der anderen Seite) unterscheiden sich durchaus stark von denjenigen, die einerseits aus einem nicht bis zur Wasseroberfläche reichenden strukturierten Riff, andererseits dem eher flach geneigten Strand und der dazwischen liegenden Rinne gebildet werden. Da aber bei der Messdatenanalyse die Kinematik der partiellen Reflexion und Re-Reflexion in beiden Fällen jeweils *separat von* 

derjenigen der brechenden und ausbrandenden Wellen erfasst werden konnte, war dies offenbar ausreichend, das Phänomen des ADE in beiden Fällen als Begleiterscheinung der Resonanz bei Beckenschwingungen zu erkennen. Das die Resonanz kennzeichnende Erscheinungsbild extremer Wasserspiegelauslenkungen kommt dabei einfach durch Überlagerung benachbarter Frequenzkomponenten zustande. Wie oben im Einzelnen ausgeführt worden war, ist die Voraussetzung für eine Superposition dadurch gegeben, dass die Frequenzkomponenten im "Resonanz-Freqenzbereich" etwa gleiche Längen und Phasenwinkel aufweisen.

Der Mechanismus für Resonanzen bezüglich der Randbedingungen einer Riffküste kann etwa wie folgt dargestellt werden:

Durch die Rinnengeometrie sind die Randbedingungen für *unterschiedliche* Beckeneigenschwingungen gegeben. In Abweichung von Abb. 9 ist jedoch klar, dass es – wegen der Gestalt der seitlichen Beckenbegrenzungen, der begrenzten Wassertiefe in der Rinne und wegen der Reibungseffekte – nur zur Ausbildung von Eigenformen kommen kann, die *partiell stehenden* Wellen entsprechen (vgl. Abb. 7). Insgesamt kommt es also zu einer *Überlagerung* von Eigenformen, die jeweils durch die Einhüllenden partiell stehender Wellen beschrieben werden können. Dabei muss jeweils die Bedingung erfüllt sein, dass ganzzahlige Vielfache von Halbwellenlängen etwa in die Distanz Strand – Riffstruktur passen. Die zugehörige Kinematik kann dementsprechend als ein *System von Resonatoren* (mit jeweils nur einer Eigenfrequenz) begriffen werden. Unterschiedliche Resonanzen kommen dann gleichzeitig dadurch zustande, dass die einzelnen Resonatoren *die* Energieanteile aus dem Anregungsspektrum (der über das Riff kommenden Wellen) absorbieren, die ihren Eigenfrequenzen entsprechen.

Prinzipiell entstehen die beschriebenen Eigenformen dadurch, dass benachbarte Komponenten eines Teilfrequenzbereiches  $\Delta f_i$  sich in ihren Längen an die vorgefundenen Randbedingungen anzupassen suchen. Dementsprechend soll bezüglich eines solchen Teilfrequenzbereiches  $\Delta f_i$  von angepassten (adaptierten) Frequenzkomponenten gesprochen werden.

Wird von einer im Teilfrequenzbereich  $\Delta f_i$  vorhandenen ausgezeichneten Frequenz  $f_{mi}$  ausgegangen, deren Länge optimal die Randbedingungen befriedigt, erfahren benachbarte Frequenzen  $f < f_{mi}$  eine entsprechende Stauchung bzw.  $f > f_{mi}$  eine entsprechende Dehnung ihrer Wellenlänge. Da sich im insgesamt betrachteten Frequenzbereich weitere derart ausgezeichnete Frequenzen (höherer Harmonischer)  $f_{mi+1}$ ,  $f_{mi+2}$ ,  $f_{mi+3}$ ... befinden, kommt es auch in deren Umgebungen (also in den Teilfrequenzbändern  $\Delta f_{i+1}$ ,  $\Delta f_{i+2}$ ,  $\Delta f_{i+3}$ ...) zur Angleichung der Wellenlängen mit der Folge, dass die Funktion L(f) insgesamt Oszillationen bzw. Stufen aufweisen muss. Die gleichzeitige Ausprägung unterschiedlicher Eigenformen ist dabei durch die Verteilung der im Spektrum insgesamt enthaltenen Energie bestimmt.

Im Einzelnen sind die Funktionen L(f) durch die nachfolgenden Eigenschaften gekennzeichnet:

A. Bezüglich des Trends im *insgesamt* dargestellten Frequenzbereich  $0 \le f \le 0,4$  Hz:

Es ist dL(AD)/df > dL(ND)/df, d.h., im Vergleich zur theoretischen Funktion L(ND)(f), die insbesondere für f Æ 0 gegen die unendlich große Wellenlänge strebt, nehmen die Wellenlängen L(AD) mit abnehmender Frequenz deutlich weniger zu. Im Trend sind aber weiterhin niedrigere Frequenzen gleichbedeutend mit längeren Wellen. Im Gegensatz zur Dispersion dc/df tritt also kein Vorzeichenwechsel auf.

B. Bezüglich der Frequenzbereiche mit bedeutender Kohärenz ( $\overline{\gamma}_{xv}^2 \approx 0.8$ ):

In den Bereichen höherer Energiedichten treten unterschiedliche Werte dL(AD)/df auf. Die entsprechenden Abweichungen bewirken eine wellige bzw. stufenförmige Struktur der Funktion L(AD)(f). Insbesondere besteht in begrenzten Frequenzbereichen die Tendenz,

annähernd gleiche Wellenlängen (dL(AD)/df  $\approx$  0) auszubilden, deren Lage im Spektrum etwa mit den Oszillationen von c(AD)(f) übereinstimmt (vgl. auch die Darstellungen der Anlagen 1a bis 4a).

### 4.2 Wirkungen des Riffes

Die Formation von Sandriffen vor Küsten bzw. deren Stabilität infolge etwa dynamischen Gleichgewichts ist in der Vergangenheit fast ausschließlich als vorteilhaft hinsichtlich des Schutzes der dahinter liegenden Küsten eingestuft worden. Tatsächlich werden die langwelligsten Anteile des Wellenspektrums bereits von der seeseitigen Böschung des Riffes nach See reflektiert, sodass solche Energieanteile kaum noch in den Spektren der am Strand brechenden Wellen in Erscheinung treten (BÜSCHING, 1976, 1978). Mit Bezug auf die Verhältnisse an der Westküste von Sylt hat FÜHRBÖTER (1974) dann auch nur die dissipativen Eigenschaften des Riffs herausgestellt. Die von ihm bezüglich des Transmissionskoeffizienten  $H_2/H_1$  analysierten Messungen bezogen sich dabei auf eine Vielzahl von Synchronmessungen der Wasserspiegelauslenkungen seewärts des Riffes an einer Messstation S1 (940 m) und etwa in der Rinnenmitte an Station S2 (225 m) (Abb. 1), ohne jedoch Differenzierungen nach Windverhältnissen, Wasserständen und Wellenperioden vorzunehmen.

Erstaunlich ist aber, dass er jeglichen Hinweis auf das *durchaus* in seinen Auswertungen zu findende und auf Resonanz hinweisende Phänomen von Transmissionskoeffizienten  $H_2/H_1 > 1$  unterlassen hat.

Im Gegensatz dazu unterscheiden WANG u. YANG (1976) bei der Analyse von Energiespektren bereits für deutlich weniger intensive Seegangsverhältnisse (mit Energiedichten  $\leq 0,35 \text{ m}^2/\text{Hz}$  und Windgeschwindigkeiten U  $\leq 9 \text{ m/s}$ ) sehr wohl zwischen unterschiedlichen Wirkungen des Riffes, die in Abhängigkeit von Windrichtung, Tidewasserstand und Wellenintensität eintreten. Sie stellen fest, dass unter auflandigem Wind die Dissipation nur bei geringen Tidewasserständen dominiert, während das Riff bei hohen Tidewasserständen eher als partieller Reflektor wirkt.

Bedeutsam ist indessen, dass bei 2 von 3 Messungen mit Tidewasserständen >NN+ 0,5 m der spektrale Peak in der Rinne höher als seewärts des Riffes gemessen wurde. Darüber hinaus wird ein Fall herausgestellt, in dem bei ablandigem Wind die Rinne zwischen Strand und Riff als "Energiefalle" wirkt, derart dass erheblich größere Wellenenergie in der Rinne als seewärts vom Riff vorhanden ist, die bedingt durch das Riff nicht seewärts entweichen kann. Da letzterer Effekt aber nur bei einer wenig intensiven ablandigen Ostwindlage festgestellt worden war, wird er von den Verfassern als global eher ungefährlich eingestuft und seine Wirkung lediglich als günstig im Sinne der dauerhaften Erhaltung des Riffes erkannt.

Als Fazit bleibt aber festzustellen, dass es durchaus Hinweise auf mögliche Resonanz auch aus den anderen an der Westküste der Insel Sylt durchgeführten Untersuchungen gibt.

Der Grund dafür, dass die Resonanz als wichtigste Ursache für den außerordentlichen Wellenangriff an Riffküsten bisher nicht in seiner Bedeutung hinreichend gewürdigt worden ist, ist darin zu sehen, dass bisher Untersuchungen bei Extremsturmlagen nicht mit einer entsprechenden Zielsetzung durchgeführt worden sind.

Tatsächlich beziehen sich – im Gegensatz zu den weiteren unter Punkt 1 angeführten Untersuchungen (ELGAR u. GUZA, 1986) und (THORNTON u. GUZA, 1982) – nur noch diejenigen von KUZNETSOV u. SPERANSKI (1990) auf die Küstenformation mit einem vorgelagerten Riff. Ebendiese belegen dann auch das die Resonanz begleitende Phänomen des ADE örtlich mit einer Intensität, wie diese aus den Untersuchungen des Verfassers bekannt ist (BÜSCHING u. SPERANSKI, 1996).

Angesichts der Tatsache, dass Erosionen mit küstennormaler Ausdehnung von mehr als 30 m nach Ablauf einzelner Sturmtidenfolgen an der Westküste von Sylt relativ häufig aufgetreten sind, können Resonanzen als Ursache derartiger Schäden sehr wohl die plausible Erklärung darstellen. Dementsprechend kann die Rinne zwischen Riff und Strand auch als ausgeprägtes Resonanzgebiet bezeichnet werden, in dem die Unterhaltung extremer Schwingbewegungen nur noch einer geringen Leistung von außerhalb des Systems bedarf, um die erosive Bewegung mit außergewöhnlich großen Brechern und Waschbewegungen an den Berandungen (Riff und Strand) über längere Zeit aufrecht zu erhalten. Dies trifft um so mehr zu, wenn gleichzeitig mehrere (partielle) Eigenschwingungsformen präsent sind, die sich in ihren Ausschlägen überlagern (vgl. z.B. Abb. 14).

Generell ist hervorzuheben, dass sich die Kinematik eines derartigen örtlichen Resonanzgebietes grundlegend von der Wellenbewegung an einer Küstenböschung ohne Riffstrukturen unterscheiden muss. Theoretische Ansätze ausschließlich fortschreitender Wellen können deshalb hier keine befriedigenden Ergebnisse liefern. Neben dem Phänomen des ADE ist damit speziell erklärbar, warum die gemessenen (unter Verwendung des Nulldurchgangsverfahrens ermittelten) Wellenlängen der Untersuchungen von FÜHRBÖTER (1974) und von BÜSCHING (1978) eher mit den dominierenden Wellenlängen L<sub>P(AD)</sub> der transformierten Linienspektren, nicht aber mit den Wellenlängen L<sub>P(ND)</sub> in Einklang zu bringen sind, die den Energiedichtemaxima in den Frequenzspektren (unter Voraussetzung normaler Dispersion) zuzuordnen sind. Tatsächlich ist L<sub>P(AD)</sub> << L<sub>P(ND)</sub>.

Entsprechendes gilt auch bezüglich der Diskrepanz zwischen den Perioden der spektralen Peaks T<sub>p</sub>[s] und den signifikanten Wellenperioden T<sub>Z,1/3</sub>[s] (gemäß Nulldurchgangsverfahren), auf die der Verfasser bereits 1974 hingewiesen hatte. Unter Verwendung der dortigen Auswertungen kann für die hier erneut analysierten Messungen (Nr. 3, 4, 9, 10 und 11) den auf die Längenachse transformierten Spektren (Abb. 16, Anlagen 1b bis 4b) eine korrespondierende Beziehung T<sub>p</sub> > T<sub>Z,1/3</sub> gegenübergestellt werden. Wird dabei vorerst keine Unterscheidung zwischen Messstationen 85 m und 100 m vorgenommen und eine lineare Beziehung

$$T_{\rm P} = \gamma \cdot T_{Z,1/3} \tag{6}$$

vorausgesetzt, liegen die Proportionalitätsfaktoren hierfür im Bereich  $1,27 \le \gamma \le 2,58$ .

### 4.3 Analoges Dispersionsverhalten

Zum generellen Verhalten der Dispersion bei Randbedingungen, die Resonanzen begünstigen (wie hier der geschlossene Wellenkanal einerseits und die Rinne zwischen Strand und Sandriff andererseits), sei abschließend nochmals die Analogie zum Spektrum der elektromagnetischen Wellen (Abb. 2) herausgestellt. Dazu ist zunächst anzumerken, dass sich die Phasengeschwindigkeit c umgekehrt proportional zur Quadratwurzel der Dielektrizitätszahl  $\epsilon$  verhält. Demnach ist das Dispersionsverhalten allgemein durch *entgegengesetzte* Vorzeichen bei den Differentialquotienten dc/df und d $\epsilon$ /df bzw. dc/dl und d $\epsilon$ /dl ausgedrückt. Insbesondere sind die die Resonanzfrequenzen kennzeichnenden *Oszillationen* in der Funktion Re[ $\epsilon$ ] (d $\epsilon$ /df < 0 (AD), Abb. 2) mit denjenigen Oszillationen dc/df > 0 (AD) in den Spektren c(AD)(f) (Abb. 8, Abb. 13 sowie Anlagen 1a bis 4a) vergleichbar. Wenn sich auch die Frequenzauflösung in den betreffenden Darstellungen stark von derjenigen der Abb. 2 unter-

scheidet, so ist doch in allen genannten Darstellungen die betreffende Resonanz-Charakteristik in ihrem Prinzip erkennbar.

Ähnliches gilt auch für die Sprünge in den Funktion c(AD)(L), vgl. Abb. 11, Abb. 15 sowie Anlagen 1b bis 4b. Hier ist aber zu erwähnen, dass vertikale Sprünge mit  $dc/dL \rightarrow \pm \infty$ (AD) nur dann zustande kommen können, wenn in den Resonanzgebieten exakt gleiche Komponentenlängen existieren. Tatsächlich unterscheiden sich die Längen benachbarter Frequenzkomponenten in beiden Fällen geringfügig, so dass die dargestellten Sprünge nur als Näherungen anzusehen sind und lediglich eine relativ starke anomale Dispersion (dc/dL << 0) kennzeichnen.

Demgegenüber bewirkt das gleichzeitige Vorhandensein mehrerer Resonanzstellen im *insgesamt* betrachteten Frequenz- bzw. Wellenlängenbereich – wie bei den elektromagnetischen Wellen-– auch bei den hier behandelten Beckenschwingungen global eine vergleichsweise *schwächere* anomale Dispersion.

# 5. Zusammenfassung der markanten Ergebnisse

A. Resonanz in einem Wellenkanal infolge von Re-Reflexion:

- Beckenschwingungen gleichzeitig existierender unterschiedlicher Eigenformen weisen die Charakteristik partiell stehender Wellen (→ Partialwellen) auf.
- Partialwellen setzen sich aus einer Anzahl benachbarter Frequenzkomponenten zusammen, die wegen ihrer etwa gleichen Komponentenlängen anomale Dispersion zeigen.
- Unterschiedliche Beckeneigenschwingungen können als System von Resonatoren aufgefasst werden, die Energieanteile aus einem Anregungsspektrum absorbieren.

B. Sturmwellen – Resonanz an einer Riffküste:

- Wellenlängenspektren L(f) auf der Grundlage gemessener Phasengeschwindigkeitsspektren c(f) mit anomaler Dispersion weisen eine etwa gestufte Struktur auf.
- Gleichzeitig existierende unterschiedliche Schwingungseigenformen, gebildet jeweils aus benachbarten etwa gleich langen Frequenzkomponenten, können einerseits als Linienspektren ED(L) dargestellt und andererseits der Geometrie der Rinne zwischen Riff und Strand zugeordnet werden.
- Resonanzabsorption und Anomale Dispersion treten auch bei unvollkommen eingeschlossenen Wasservolumina (mit komplizierten Randbedingungen) als kombiniertes Phänomen auf.
- Das generelle Dispersionsverhalten von Schwerewellen in partiell eingeschlossenen Wasservolumina ist weitgehend analog demjenigen von elektromagnetischen Wellen in Dielektrica.

# 6. Anlagen

Frequenzspektren der Messungen Nr. 3, 4, 9 und 10 bei Tidehochwasserständen sowie die zugehörigen auf die Längenachse transformierten Spektren.



Anlage 1a: Frequenzspektren der Messung Nr. 3; d = 3,6 m

180.00

160.00

140.00

120.00

- ED\_100 - Spectrum\_085,





80.00

Spectrum\_100, 1973-12-13, 15:30:00, d = 3.6m, Nr.03

100.00

Wellenlaenge [m]

60.00

40.00

20.00

2.00

0.00

0.00



Anlage 2a: Frequenzspektren der Messung Nr. 4; d = 3,7 m





Anlage 2b: Auf die Längenachse transformierte Spektren der Messung Nr. 4



Anlage 3a: Frequenzspektren der Messung Nr. 9; d = 4,4 m





Anlage 3b: Auf die Längenachse transformierte Spektren der Messung Nr. 9



Anlage 4a: Frequenzspektren der Messung Nr. 10; d = 4,6 m





Anlage 4b: Auf die Längenachse transformierte Spektren der Messung Nr. 10

7. Schriftenverzeichnis

- BLEES, O. u. STÜHMEIER, M.: Wellen und Strömungen vor geböschten Uferschutzbauwerken, Diplomarbeiten Bielefeld University of Applied Sciences 1991, unveröffentlicht.
- BÜSCHING, F.: Über Orbitalgeschwindigkeiten irregulärer Brandungswellen, Dissertation, Mitt. des Leichtweiß-Instituts, TU Braunschweig, H. 42, pp. 1–256, 1974.
- BÜSCHING, F.: Über die Änderung von Wellenperioden im Brandungsbereich, Mitt. des Leichtweiß-Instituts, TU Braunschweig, H. 47, pp. 122–164, 1975.
- BÜSCHING, F.: On Energy Spectra of Irregular Surf Waves, Proceedings, 15th Internat. Conference On Coastal Eng., Honolulu, Hawaii, USA, pp. 539–559, 1976.
- BÜSCHING, F.: Wave Deformation Due to Decreasing Water Depth, Mitt. des Leichtweiß-Instituts, TU Braunschweig, H. 63, pp. 167–217, 1978.
- BÜSCHING, F.: Anomalous Dispersion of Fourier Components of Surface Gravity Waves in the Near Shore Zone, Proc. 16th International Conference on Coastal Eng., Hamburg, pp. 247–267, 1978.
- BÜSCHING, F.: Anomale Dispersion zur Darstellung der küstennahen Wellenverformung, Die Küste H. 34, Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens u. Co., Heide, pp. 159–183, 1979.
- BÜSCHING, F.: Doppler Aspects of Near-Shore Wave Transformation, EUROMECH 114, Wladyslawowo, Poland, pp. 1–6, 1980.
- BÜSCHING, F.: Analogous Dispersion Properties of Surf Zone and Electromagnetic Waves, Proc., 18th International Conference on Coastal Eng., Capetown, South Africa, pp. 154–171, 1982.
- BÜSCHING, F.: Resonance Absorption Phenomena of Surf Zone Wave Kinematics
  1). Proceedings, 20th I.A.H.R.-Congress, Vol. VII, Moscow, USSR, pp. 141–145, 1983
  2). Proceedings, OCEAN ENGINEERING VII, Taipei, Republik China, 12 pages, 1983.
- BÜSCHING, F.: Wave Transformation and Dispersion with Special Reference to the Post Breaking Zone, 1st Internat. Symposium on Harbours, Port Cities and Coastal Topography, Haifa, Israel, pp. 39–42, 1986.
- BÜSCHING, F.: Durchströmbare Böschungsstrukturen, Bauingenieur 66, pp. 11–14, 1991.
- BÜSCHING, F.: Wave and Downrush Interaction on Sloping Structures, Proc. 10th International Harbour Congress, Antwerpen, Belgium, pp. 5.17–5.25, 1992.
- BÜSCHING, F.: Hollow Revetment Elements, Proc. COPEDEC IV, Rio de Janeiro, pp.961–976, Brazil, 1995.
- BÜSCHING, F.: Reflection from Hollow Armour Units, Proc. COPEDEC V, Cape Town, pp. 1362–1370, South Africa, 1999.
- BÜSCHING, F.: Dispersion and Reflection at Sloping Structures, Proc. PDCE 2000 Conference Vol. I, pp. 29–38, Varna, Bulgaria, 2000.
- BÜSCHING, F.: Combined Dispersion and Reflection Effects at Sloping Structures, Proc. On Port and Maritime R&D and Technology, Vol. I, pp. 411–418, Singapore, 2001.
- BÜSCHING, F.: Hollow Cubes Durchströmbare Hohlformkörper als Bauelemente wellenbelasteter Böschungsabdeckungen – HANSA –International Maritime Journal – C 3503 E, 138, H. 10 pp. 62–65, 2001.
- BÜSCHING, F. u. SPERANSKI, N. S.: Dispersionseffekte bei Schwerewellen im Flachwasser, 1. Die Küste, Heft 58, pp. 161–177, 1996.
- ELGAR, S. u. GUZA, R. T.: Shoaling Gravity Waves: Comparison Between Field Observations, Linear Theory and Nonlinear Model, Fluid Mech. vol. 158, pp. 47–70, 1986.
- FLICK, R. E.; GUZA, R. T. u. INMAN, D. L.: Elevation and Velocity Measurements of Laboratory Shoaling Waves, J. Geophys. Res., pp. 4149–4160, 1986.
- FÜHRBÖTER, A. u. BÜSCHING, F.: Wave Measuring Instrumentation for Field Investigations on Breakers, Internat. Symposium On Ocean Wave Measurement and Analysis, New Orleans, USA, pp. 649–668, 1974.
- FÜHRBÖTER, A.: Einige Ergebnisse aus Naturuntersuchungen in Brandungszonen, Mitt. des Leichtweiß-Instituts, TU Braunschweig, H. 40, S. 331–371, 1974.
- FÜHRBÖTER, A.: Sandbewegung im Küstenraum, Rückschau, Ergebnisse und Ausblick, DFG Forschungsbericht, Harald Boldt Verlag Boppard, 1979.
- HAGEMEYER, K. u. KRAMER, M.: Reflexion irregulärer Wellen an geböschten Uferschutzbauwerken, Diplomarbeiten Bielefeld University of Applied Sciences 1992, unveröffentlicht.

- KUZNETSOV, S. Y. u. SPERANSKI, N: Phase Velocity of Free and Forced Waves in Shallow Water. In: "Modern Processes of Sedimentation on Shelf", pp. 180–186, "Nauka", Moscow, (in Russian), 1990.
- SPERANSKI, N. u. BÜSCHING, F.: Dispersion Effects in Shallow Water Gravity Waves; Proc. European Geophysical Society, General Assembly, pp. C685 The Hague, 1996.
- THORNTON, E. u. GUZA, R. T.: Energy Saturation and Phase Speed Measured on a Natural Beach. J. Geophys. Res. C86(5): pp. 4149-4160, 1982.
- WANG, H. u. YANG, W.-C.: Measurements and Computation of Wave Spectral Transformation at Island of Sylt, North Sea, Mitt. d. Leichtweiß-Instituts der Techn. Universität Braunschweig, Heft 52, 1976.

# Das Nordseemodell der BAW zur Simulation der Tide in der Deutschen Bucht

#### Von Andreas Plüß

#### Zusammenfassung

In der Bundesanstalt für Wasserbau – Dienststelle Hamburg – wurde ein hydrodynamischnumerisches (HN)-Modell zur Simulation der Tide- und Sturmflutverhältnisse in der Nordsee und insbesondere in der Deutschen Bucht erstellt. Dieses Modell dient der BAW sowohl zur Stützung und Optimierung der großräumigen Ästuargesamtmodelle als auch zur direkten Untersuchung der Seeschifffahrtsstraßen, die etwa bis zur 20 m Tiefenlinie reichen und von den hydrodynamischen und morphologischen Prozessen im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht beeinflusst werden.

Der Modellaufbau basiert auf unstrukturierten Dreiecksnetzen zur Auflösung der komplexen Topographie im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht und der Ästuarmündungen sowie der gesamten Nordsee. Damit ist die Interaktion zwischen Küstensaum und Ästuaren gewährleistet und wird nicht durch künstliche Modellränder mit hier punktuell aus Messungen vorzugebenden Randwerten gestört.

Die optimierte Netztopologie des Nordseemodells kann auch durch neue in der BAW eingesetzte Rechenverfahren verwendet werden. Eine gute Nachbildung der komplexen Topographie, bei gleichzeitiger Begrenzung der Rechenpunktmenge und einem großen Rechenzeitschritt, gewährleistet hohe Simulationsgüte bei hoher Performanz. Durch eine große Anzahl von Systemstudien bzw. Anwendungsrechnungen wurde die Praxistauglichkeit des Modells nachgewiesen. Es gewährleistet so eine gute Reproduktion der natürlichen Tide- und Sturmflutdynamik.

### Summary

The Coastal Division of the Federal Waterways Engineering and Research Institute in Hamburg has set up a hydrodynamical model to simulate the tidal dynamics in the North Sea and in particular, in the German Bight. This model is used in-house to generate the boundary conditions for estuary modelling and to estimate tidal and storm surge dynamics.

The model set-up is based on an unstructured mesh (triangular grid), which provides a good representation of the complex topography in coastal areas, in the German estuaries, and in the entire North Sea. This guarantees that the interactions between coastal zones and estuaries are accurately simulated without the adverse effect of artificially specified model boundaries.

The optimisation of this grid fulfils the requirements of the newest computational programmes and is generally applicable to several simulation codes. A good topography reproduction along with a restricted number of calculation nodes and the use of long time-steps, provides for a high quality simulation performance. A large number of systematic as well as case studies including natural applications have demonstrated the suitability of this model for reproducing tidal and storm surge dynamics in the coastal zone of the North Sea and in the adjacent German estuaries.

#### Inhalt

1.	Zielsetzung	84
2.	Modellaufbau	85
	2.1. Modellrand	86
	2.2. Topographie	86
	2.3. Rechenmodell	93
3.	Modellsteuerung	94

	3.1 Tideanalyse	96
	3.1.1 Fast Fourier Analyse	96
	3.1.2 Partialtidenanalyse	97
	3.2 Langperiodische Wasserstandsschwankungen	99
	3.2.1 Langperiodische Partialtiden	99
	3.2.2 Fernwellen	102
	3.3 Randsteuerung	104
	3.3.1 Wasserstand	104
	3.3.2 Wind	104
	3.4 Rechenablauf	107
4.	Verifikation	109
	4.1 Astronomische Tiden	109
	4.2 Tiden mit geringem Windeinfluss	110
	4.3 Sturmfluten	118
5.	Anwendungen	123
	5.1 Gesamtmodell	123
	5.2 Modell mit lokalen Verfeinerungen	123
	5.3 Modell zur Berechnung von Randwerten	123
6.	Zusammenfassung / Ausblick	124
	6.1 Zusammenfassung	124
	6.2 Ausblick	124
7.	Schriftenverzeichnis	126

### 1. Zielsetzung

Seit Sommer 1998 wurde in der *Bundesanstalt für Wasserbau Dienststelle Hamburg* (BAW-DH) ein hydrodynamisch-numerisches (HN)-Modell zur Simulation der Tideverhältnisse in der Nordsee und insbesondere in der Deutschen Bucht erstellt. Dieses Modell wurde zunächst für Tide- und Sturmflutsimulationen entwickelt, um die Lage der seeseitigen Berandungen für die großräumigen Ästuargesamtmodelle der BAW-DH zu optimieren und um diese mit den jeweils erforderlichen Randwerten zu versorgen. Darüber hinaus gehend hat sich das Modell auch für Untersuchungen von Fragestellungen bewährt, die mit dem Küstenvorfeld der Deutschen Bucht und mit den äußeren Bereichen der Seeschifffahrtsstraßen verknüpft sind. Insbesondere die hydrodynamischen und morphodynamischen Prozesse der Ästuargebiete, die in direkter Wechselwirkung mit den Vorgängen in der Deutschen Bucht stehen, prägen die Veränderungen kennzeichnender Tideparameter bis in die oberen Bereiche der Ästuare. Sie haben damit mittelbar auch Einfluss auf Strombaumaßnahmen bzw. übergreifende Strombaukonzeptionen, die der Minimierung von Unterhaltungsaufwendungen in den Seeschifffahrtsstraßen dienen und zur Verbesserung bzw. Stabilisierung des Ökosystems beitragen.

Der Modellaufbau erfolgte in Kooperation mit dem *Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie* (BSH). Aus dem BSH-Modell wurden Informationen sowohl über die Tiefenverteilung als auch über die harmonischen Konstanten (Partialtiden) am offenen Modellrand im Norden zwischen Schottland und Norwegen und im Westen zwischen England und der Normandie zur Generierung der Wasserstandsrandwerte berücksichtigt. Zum Betrieb von hochaufgelösten Ästuarmodellen in der BAW-DH ist es wichtig, die tatsächlich eingetretenen Wasserstände im Küstensaum der Deutschen Bucht für vergangene Zustände nachzurechnen (*Hindcastsimulationen*).

Die Notwendigkeiten zum Aufbau und Betrieb des Nordseemodells in der BAW-DH ergeben sich aus folgenden Punkten:

- 1. Analyse der großräumigen Tide- und Sturmflutdynamik im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht und in den Mündungsgebieten der Ästuare
- 2. Berechnung und Verifikation synoptischer Zustände
  - mit einem Gesamtmodell der Nordsee mit der Deutschen Bucht einschließlich verfeinerter Ästuare und Wattgebiete oder
  - durch den Aufbau und Betrieb eigenständiger Modellgebiete (hierarchische Struktur), welche durch zeitvariable Randwerte aus dem Nordseemodell betrieben werden. Hierfür kommen neben den Wasserständen und Salzgehalten auch die Durchflüsse und eventuell spezielle Transportgrößen in Betracht.
- Simulation des Einflusses der großräumigen Wind- und Luftdruckverhältnisse auf der Nordsee auf die Wasserstände und Strömungen in den deutschen Ästuaren. Hierdurch wird eine Erhöhung der Prognosefähigkeit zur Analyse ausbaubedingter Änderungen erreicht.
- 4. Simulation der großräumigen und längerfristigen Sedimenttransportverhältnisse in der Nordsee und der Deutschen Bucht als Grundlage zur morphodynamischen Simulation in den Ästuaren bzw. zur Gewinnung von geeigneten Randwerten an den Ästuarmodellrändern.
- 5. Kombinationen der Tideverhältnisse und der Windverhältnisse (Starkwindlagen bzgl. Tidesituation, Windstau, ...) im Zusammenwirken mit Fernwellen ("external surges" Kap. 3.3) zur Beurteilung vergangener und künftiger Sturmflutverhältnisse (Kap. 3).
- 6. Berechnung einer synoptischen Tidedynamik für einen bestimmten Zeitpunkt bzw. Zeitraum in der Deutschen Bucht für alle zukünftig erforderlichen Ränder von Regional- bzw. Lokalmodellen.

# 2. Modellaufbau

Der Aufbau eines hydrodynamisch-numerischen (HN)-Modells der Nordsee und der Deutschen Bucht einschließlich der deutschen Ästuare erfordert

- 1. eine große räumliche Modellausdehnung (gesamtes Seegebiet der Nordsee),
- 2. im Küsten-/Ästuarbereich eine relativ hohe Auflösung der Topographie und hier gleichzeitig
- 3. eine große Anzahl von Rechenpunkten.

Diese Anforderungen verlangen eine große Flexibilität bzw. Variabilität des Rechennetzes, weshalb hier nur unstrukturierte Netztopologien in Form von Dreiecken eingesetzt wurden. Dabei wurde besonderes Gewicht auf die Güte der Dreieckkonfiguration gelegt (CHENG, CASULLI u. LANG, 2002; PLÜß, 1994; LIPPERT, MILBRADT u. SELLERHOFF, 2002; PLÜß et al., 1997).

Durch die Verwendung unstrukturierter Gitter lassen sich die Größe und Anordnung der Dreiecke den jeweiligen Gegebenheiten von

- 1. Wattplaten,
- 2. starken Tiefengradienten an Wattrinnen,
- 3. speziellen Strukturlinien (z. B. Fahrwasserkanten) und
- 4. Festland- bzw. Inselrändern
- in Abhängigkeit vom jeweiligen Untersuchungsgebiet anpassen.

Im Gegensatz zur unstrukturierten Modellbildung stehen HN-Modelle mit strukturierter Elementform (Rechtecke bzw. Quadrate), bei denen die Elementabmessungen nicht oder nur durch eine aufwändige Staffelung den lokalen topographischen und hydrodynamischen Gegebenheiten angepasst werden können (KLEINE, 1994). Neben der Reproduktion

der Tiefenstruktur im Gitternetz des HN-Modells werden hier die zeitabhängigen Zustandsgrößen der Tidedynamik (Wasserstand, Strömung, Salzgehalt, ...) berechnet und gespeichert. Beim Einlaufen der Tidewelle (KELVIN-WELLE, 1868) in den flachen Küstensaum wird diese durch Reibung verformt und es entstehen Seichtwassertiden.

Insofern ist im Küsten-/Ästuarbereich z. B. aus hydrodynamischen Gesichtspunkten eine deutliche Erhöhung der Punktmenge erforderlich, was nur bei der Verwendung unstrukturierter Elemente in einem Gesamtmodell praktikabel ist.

## 2.1 Modellrand

Die Abmessungen und Berandung des Nordseemodells basiert im Tiefwasserbereich im Wesentlichen auf den Daten aus dem Vorhersagemodell des BSH. Das Modellgebiet erstreckt sich

• im Norden:

von Wick ( $\lambda = 3^{\circ} 5' W$ ,  $\varphi = 58^{\circ} 27' N$ ) auf einer Linie bis südöstlich von Fair Island ( $\lambda = 0^{\circ} 45' W$ ,  $\varphi = 59^{\circ} 15' N$ ) und von dort entlang des Breitengrades ( $\varphi = 59'$ ) bis nach Norwegen

• im Westen:

entlang einer Linie etwa Plymouth/Ile de Batz, entlang  $\lambda = 4^{\circ} 5' W$ 

• im Osten:

in der Ostsee etwa entlang des 13. Längengrades (Ost) in der Mecklenburger Bucht

- in den Ästuaren:
  - Ems bis Papenburg,
  - Weser bis zur großen Weserbrücke und
  - Elbe bis Geesthacht.

Der seeseitige Rand entspricht somit dem Modell von SÜNDERMANN (1974) und BACKHAUS (1980) bzw. dem operationellen Vorhersagemodell des BSH (MÜLLER-NAVARRA u. MITTELSTAEDT, 1987).

Die Berandung der Inseln und der Küstenlinie im Bereich der Deutschen Bucht wurden unter Zuhilfenahme der Übersichtskarte der KUEDAT (BAW, SEITZ u. ZEH, 1996) in das Modell eingearbeitet. Hier werden konsistent die Rand- und Messdaten auf den Gitterstreifen 3 (Gauss-Krüger/Bessel Ellipsoid) umgerechnet und zusammenhängend dargestellt.

Auf der Abb. 1 ist die Tiefenverteilung für die Nordsee einschließlich der Deutschen Bucht und der Ästuare dokumentiert und gibt einen Überblick über die Ausdehnung des gesamten Modellgebietes.

# 2.2 Topographie

Die Topographie des Nordseemodells basiert im Tiefwasserbereich auf den Modelltiefen aus dem Vorhersagemodell des BSH. Zur Nachbildung der komplexen hydrodynamischen Vorgänge im Küstenbereich wurden die in der BAW-DH vorhandenen Gesamtästuarmodelle herangezogen.

Hierbei wurden die Tiefenstrukturen der Ästuare in vergröberter, aber näherungsweise volumentreuer Nachbildung in das Nordseemodell übernommen.



Abb. 1: Tiefenisoflächen in der Nordsee, der Deutschen Bucht einschließlich der schematisierten deutschen Ästuare

Folgende Gebiete wurden lokal verfeinert:

- 1. Zwischen dem Kanal von Dover und dem Westrand (Normandie/Wales) wurden die Daten aus dem Kanalmodell von 1987 (Testdatensatz LE PROVOST u. VERBOOM, 1985) benutzt (vgl. hierzu auch WERNER u. LYNCH, 1988; WALTERS, 1987; GRAY u. DROLET, 1987).
- 2. Das holländische Küstenvorfeld, einschließlich der Inseln, wurde durch Digitalisierung von Seekarten verfeinert.
- 3. Das Seegebiet um Helgoland sowie die Berandungen der beiden Inselteile wurden durch Daten aus dem Helgolandmodell der BAW-DH überarbeitet und z. T. stark verfeinert.
- 4. Die Außenems landwärts Borkum bis in die Unterems stromauf der Ledamündung bis Papenburg sowie der gesamte Dollart wurden auf der Grundlage des Emsästuarmodells der BAW-DH mit hoher Punktdichte in das Nordseemodell eingearbeitet.
- 5. Der Bereich zwischen Juist und Spiekeroog wurde anhand von digitalisierten Seekarten verfeinert.
- 6. Die Jade, einschließlich Außenjade/Wangerooge, Innenjade, Jadefahrwasser und Jadebusen, wurde durch vorhandene Modelltiefen der BAW-DH in das Nordseemodell eingearbeitet.

- 7. Im Weserästuar wurden folgende Bereiche auf der Grundlage des Jade-Wesermodells neu aufbereitet: Außenweser einschließlich HoheWegWatt und Eversand sowie die Unterweser bis zur großen Weserbrücke.
- 8. Das Wattgebiet zwischen Knechtsand und Till bis Neuwerk/Scharhörn wurde anhand von Peildaten des BSH neu überarbeitet.
- 9. Die gesamte Tideelbe von Bake A/Z bis Geesthacht wurde durch die vorhandene Modelltopographie des Elbemodells der BAW-DH volumentreu in das Nordseemodell übernommen. Hierbei wurden jedoch nicht alle Hafenbecken bzw. Nebenarme berücksichtigt.
- 10. Nördlich der Elbmündung (Meldorfer Bucht) bis Eiderstedt wurden Tiefenwerte aus digitalisierten Seekarten zur Modellverfeinerung herangezogen.
- 11. Durch das Amt für ländliche Räume (ALR) in Husum wurde der BAW-DH für das gesamte Nordfriesische Wattenmeer, einschließlich der Inseln, Außensände und Wattrinnen, eine gute Datengrundlage gegeben. Hierdurch konnte die bisherige Modelltiefenverteilung erheblich verbessert werden.
- 12. Durch Digitalisieren von Seekarten wurde das dänische Wattenmeer zwischen Rømø und Blåvandshuk in der Nachbildung der Tiefen und Deichlinien im Modell verbessert.
- 13. Netzverdichtungen mit einer Erhöhung der Auflösung wurden an vielen anderen Positionen im Modellgebiet anhand von Einzelpunkten oder Linien vorgenommen (z.B. Doggerbank, Westerschelde, ...).

Auf Abb. 2 wird die heterogene Datengrundlage zum Aufbau des Nordseemodells im Küsten- und Ästuarbereich der Deutschen Bucht deutlich. Hierauf sind die verschiedenen Zeiten der Peilungen bzw. Modelltiefen erkennbar. In den Modelltiefen sind auch wieder Datensätze aus verschiedenen Jahren/Messungen eingearbeitet (z. B. Nordfriesland teilweise von 1975 bis überwiegend 1996–1999).

Zur Dokumentation der vielgestaltigen und oft stark wechselnden Tiefenstrukturen im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht wird auf Abb. 3 der Küstenraum von Borkum bis Föhr so wiedergegeben, wie er im Nordseemodell enthalten ist. Die stark strukturierten Tiefenreliefs im Küstenvorfeld und besonders in den Mündungsbereichen der Ästuare belegen hier die Notwendigkeit der Netzverdichtungen.

Als Beispiel zur vergröberten Tiefennachbildung der Ästuare im Nordseemodell wird ein Ausschnitt der Elbe (Mühlenberger Loch) der Topographie aus dem Gesamtästuarmodell gegenübergestellt. Für diesen Ausschnitt wurden im Ästuarmodell rund 3600 Knotenpunkte, im Nordseemodell lediglich 520 Knotenpunkte also rund 1/7 verwendet. Die Tiefenverteilungen für das Ästuarmodell (Abb. 7) und für das Nordseemodell (Abb. 8) weisen keine signifikanten Unterschiede in den Grobstrukturen auf. Die Verringerung der Elementanzahl im Nordseemodell wird durch den Vergleich der Gitternetze belegt (siehe Abb. 5 und 6).

Die volumentreue Nachbildung der Elbemodelltopographie im Nordseemodell wird durch die Auswertung der Niveauflächenverteilung und der Volumensummenkurve für den o.g. Ausschnitt der Elbe auf Abb. 4 gegeben. Hieran zeigt sich, dass durch die geeignete Anordnung der Dreieckelemente auch eine starke Verringerung der Knotenanzahl die Nachbildung der Topographie nicht signifikant verändert.



Abb. 2: Grundlage der Topographie des Nordseemodells in der Deutschen Bucht



Abb. 3: Tiefenisoflächen in der Deutschen Bucht und den deutschen Ästuaren



Abb. 4: Vergleich der Niveauflächen und Volumensummen zwischen Ästuarmodell der Elbe und Nordseemodell (Ausschnitt Mühlenberger Loch)



Abb. 5: Gitternetz im Ästuarmodell: 3600 Knotenpunkte



Abb. 6: Gitternetz im Nordseemodell: 520 Knotenpunkte



Abb. 7: Tiefen im Ästuarmodell: 3600 Knotenpunkte



Abb. 8: Tiefen im Nordseemodell: 520 Knotenpunkte

### 2.3 Rechenmodell

Die BAW-DH verwendet für die zweidimensionale Berechnung der Tidedynamik das Modellverfahren TELEMAC2D (HERVOUET u. VAN HAREN, 1996). Dieses Rechenverfahren basiert auf Dreiecken zur Approximation der Topographie und zur Ausgabe der Zustandsgrößen auf den Knotenpunkten. Die Wirkung zeit- und ortsvariabler Windfelder und des Luftdruckes sowie die Wirkung der Corioliskraft sind modellseits berücksichtigt.

Der in Kürze geplante Einsatz des 2D/3D-Modellverfahrens UnTRIM (CASULLI, 1998) auf der Basis "proportionierter" Dreiecke ist für das Nordseemodell geplant. Hierdurch ist eine dreidimensionale Simulation von Hydrodynamik und Transport auf der Basis unstrukturierter Netze möglich.

Die Restriktionen der Dreiecke bei der Verwendung von UnTRIM setzen einen maximalen Kantenwinkel von 90° voraus (orthogonales Gitternetz). Durch den Einsatz des JAVA-basierten Gitternetzpreprozessors JANET (MILBRADT u. LIPPERT, 2002) wurden die Kantenwinkel auf maximal 90° und minimal 30° optimiert. Dieses Dreiecksnetz stellt, auch aus rechentechnischen Überlegungen heraus, ein optimales Tiefen- und Rechennetz dar, was sowohl von TELEMAC (2D/3D) als auch von UnTRIM (2D/3D) benutzt werden kann. Damit sind Vergleichsrechnungen mit unterschiedlichen Rechenverfahren unter Verwendung eines exakt gleichen Rechengitters möglich, was die Prognosefähigkeit der numerischen Modellergebnisse zusätzlich absichert.

Durch das Modellgitter wird die Nordsee nördlich der Doggerbank durch relativ großmaschige Dreiecke im km-Bereich (max. = 27 km) nachgebildet. Die Deutsche Bucht ist durch z. T. wesentlich kleinere Dreiecke nachgebildet, als es auf der freien Nordsee der Fall sein muss, und die Kantenlängen der Dreiecke betragen etwa 300 bis 800 m. Die deutschen Ästuare sind volumentreu analog der existierenden Gesamtästuarmodelle in vergröberter Auflösung nachgebildet. Hier verringern sich die Kantenlängen bis auf minimal 80 m. Diese abgestufte Netzstruktur wird für die gesamte Nordsee auf Abb. 9 und im Bereich der Ästuare durch die Abb. 10 deutlich.

Das Nordsee-Modell besteht zur Zeit (2003) aus rund 40 000 Knoten und benötigt für die Berechnung von rd. 700 Tiden (1 Jahr) ca. 16 Stunden bei einem Zeitschritt von 15 Sekunden unter Verwendung von 16 Prozessoren der Mehrprozessormaschine sgi\_origin O3900. Dieses erlaubt zukünftig die Berechnung von Zeiträumen im Bereich von Jahren bzw. eine deutliche Verfeinerung von Teilbereichen (Erhöhung der Knotenanzahl). Durch den Einsatz eines übergeordneten Modells bestehen zwei Untersuchungsvarianten:

### • Gesamtmodell mit lokalen Netzverfeinerungen:

Durch die Anwendung unstrukturierter Netze besteht je nach Aufgabenstellung die Möglichkeit lokale bzw. regionale Verfeinerungen im Gesamtmodell der Nordsee (z. B. Ästuarabschnitte, Wattgebiete, Teilgebiete im Küstenvorfeld, …) mit einer z. T. deutlich höheren Auflösung in das Gesamtmodell einzubinden; eine Berechnung von seeseitigen Randwerten für ein separates Ausschnittmodell entfällt hierbei. Beispiele hierzu werden im Kapitel 5.1 näher aufgeführt.

### • Modell zur Berechnung von Randwerten:

Bei der Anwendung separater eigenständiger Modelle innerhalb der Deutschen Bucht können durch die synoptische Berechnung mit dem HN-Modell der Nordsee für alle möglichen Positionen (offener Modellrand) eines Teilmodells zeitvariable Randwerte berechnet werden. Durch diese Methode lassen sich einerseits die Lage möglicher Ästuarberandungen, andererseits aber auch die Art der Randbedingungen (Wasserstand, Strömung bzw. Durchfluss sowie Transportgrößen) optimieren. Langfristig kann die Steue-

rung der Gesamtästuarmodelle durch spezielle Messstationen in den Mündungsbereichen entfallen. Die Aussagefähigkeit zur Beurteilung von Baumaßnahmen ist nicht mehr durch die Lage der seeseitigen Ästuarberandung limitiert.

Einige Anwendungsbeispiele finden sich in Kap. 5.2.

## 3. Modellsteuerung

Die genaue Kenntnis der räumlichen und zeitlichen Variation der Steuergrößen ist entscheidend für die Qualität der Modellergebnisse im gesamten Lösungsgebiet. An den offenen seeseitigen Rändern des Nordseemodells (Nordrand: Schottland–Norwegen, Westrand: Frankreich-England) werden die Tidewasserstände und am landwärtigen Rand der Ästuare die Durchflüsse als Randwerte vorgegeben. Am seeseitigen Modellrand werden die astronomischen Tidewasserstände in das Modell eingesteuert; die langperiodischen Wasserstands-



Abb. 9: Verteilung der Dreieckselemente in der Nordsee einschließlich der schematisierten deutschen Ästuare



Abb. 10: Elementnetz des Nordseemodells in der Deutschen Bucht mit den Ästuaren

schwankungen müssen aus dem Vergleich mit Pegelmessungen gewonnen werden. Die Wind- und Luftdruckschwankungen werden im gesamten Lösungsgebiet durch orts-/zeitvariable Zustandsgrößen berücksichtigt, die aus vorangegangenen meteorologischen Simulationsrechnungen stammen.

### 3.1 Tideanalyse

Eine kurze Zusammenstellung der Klassifizierung bzw. Analyse von Tidewasserständen soll das Verständnis der Modellsteuerung im nächsten Kapitel erhöhen. Allgemein lässt sich die Tide bei der harmonischen Analyse in drei Arten unterteilen (z. B. HORN, 1948):

- astronomische Tiden: Tiden die sich aus der Entwicklung des gezeitenerzeugenden Potentials durch die Berücksichtigung der Konstellationen von Sonne, Mond und Erde herleiten lassen.
- Seichtwassertiden: Das Superpositionsprinzip der einzelnen Partialtiden (lineare Theorie) gilt nicht mehr, wenn die Amplituden der Tiden im Verhältnis zur Wassertiefe nicht sehr klein bleiben. Durch Bodenreibung und Strömung (Advektion) verformt sich die Tidewelle und es entstehen sog. Seichtwassertiden. Diese werden als Obertiden durch ein ganzzahliges Vielfaches der Argumente der astronomischen Tiden gebildet oder als Verbundtiden durch Wechselwirkung verschiedener astronomischer Tiden erzeugt. Diese nichtlinearen Effekte beinhalten auch die Reflexion der Tidewelle sowie Oberwassereinflüsse.
- meteorologische Tiden: Als meteorologische Tiden werden Wasserspiegelauslenkungen bezeichnet, die durch Wind- und Luftdruckänderungen sowie durch thermische und haline Prozesse (Vereisung, Dichte, Temperatur- und Schichtungsänderungen) ausgelöst werden. Diese reichen von jährlichen/halbjährlichen Schwebungen bis hin zu Tagestiden (DIETRICH et al., 1975).

Alle Tidearten treten gleichzeitig auf und sind allein anhand ihrer Periode nicht eindeutig zu trennen. Für den Modellbetrieb bedeutet dieses, dass

- die astronomischen Tiden durch die Wasserstandssteuerung am offenen Modellrand an Hand der astronomischen Konstanten vorgegeben werden,
- die Seichtwassertiden durch eine möglichst genaue Reproduktion der komplexen Tiefenstruktur im Küstenvorfeld und den Ästuaren (Reibung, Reflexion), der berechneten orts-/ zeitvariablen Strömungszustände sowie der Vorgabe von Oberwassermengen generiert werden und
- die langperiodischen Wasserstandsschwankungen durch Vergleich mit Pegelmessungen und rekursiv adaptierten Randwerten berücksichtigt werden.

Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über die Methoden zur Beschreibung der Tidekurve gegeben, um die genannten Effekte zu demonstrieren. Eine ausführliche Dokumentation hierzu wurde unter anderem im Rahmen des KFKI-Forschungsprojektes: Charakterisierung der Tidekurve (GÖNNERT et al., 2004) erstellt.

### 3.1.1 Fast-Fourier-Analyse

Mit Hilfe der Spektralanalyse wird die Größe der Amplituden im Spektrum berechnet. An Hand der maximalen Amplituden lassen sich die signifikanten Schwingungen (z. B. der Partialtiden) bestimmen; dies wird beispielhaft auf der Abb. 11 für den Pegel Helgoland gezeigt. Hier lassen sich die Frequenzen der Partialtiden von einem Tag (K1, O1), einem hal-



Abb. 11: Amplitudenspektrum am Pegel Helgoland

ben Tag (M2, S2) bis hin zu den Seichtwassertiden (M4, M6) eindeutig zuordnen. Im Bereich zwischen den jährlich-/halbjährlichen Tiden (Sa, Ssa) und den Tagestiden werden eine Reihe von Amplituden analysiert, bei denen die Zuordnung zu astronomischen Partialtiden mit fest vorgegebenen Frequenzen nicht immer möglich ist (vergleiche Abb. 11 sowie Analysen der langperiodischen Partialtiden in Kapitel 3.2.1). Prozesse mit Perioden von Tagen bis zu mehreren Monaten lassen sich nicht eindeutig astronomisch begründen, sondern überlagern sich mit meteorologisch bedingten Wasserstandsschwankungen sowie Fernwellen aus dem Nordatlantik.

### 3.1.2 Partialtidenanalyse

Bei der Partialtidenanalyse der Tide wird das Signal des Wasserstands in eine Reihe von Sinus-Gliedern mit unterschiedlicher, fest vorgegebener Frequenz zerlegt. Die Frequenzen entsprechen der zeitlichen Veränderlichkeit der Bahnlinien von Mond und Sonne. Die Stellung von Mond und Sonne zur Erde wird durch die Entfernung vom Erdmittelpunkt sowie durch die Breite und Länge, bezogen auf die Ekliptik, beschrieben. Alle drei Größen sind periodische Funktionen von fünf Winkeln (s, h, p, N und q) zur Zeit T. Die Bedeutung und Periode dieser Winkel sind in der Tab. 1 angegeben.

Tab. 1: Übersicht der fünf astronomischen Bahnparameter (Winkel) zur Berücksichtigung der Stellung von Sonne und Mond bei der Partialtidenanalyse

Nr.	Name	Periode	Bedeutung
1 2 3 4 5	s h P N q	27,3216 Tage 365,242 Tage 8,847 Jahre 18,613 Jahre 20940 Jahre	mittlere Länge des Mondes (tropischer Monat) mittlere Länge der Sonne (tropisches Jahr) mittlere Länge des Mondbahnperigäums (Erdnähe) aufsteigender mittlerer Knoten der Mondbahn (Umlaufzeit) mittlere Länge des Sonnenbahnperiheliums (Sonnennähe)

Die halb- und eintägigen Tiden sind in der Nordsee/Deutschen Bucht dominant und prägen dort den Gezeitenzyklus. Am stärksten ist die Mondtide M2, gefolgt von der Sonnentide S2, die zusammen den Spring-Nippzyklus bestimmen. Die Seichtwassertiden im

Küstenbereich (M4, M6) erreichen teilweise Amplituden von 15–20 cm. Eine Übersicht der hier analysierten bzw. zur Wasserstandssteuerung verwendeten Partialtiden gibt die Tab. 2.

Nr.	Abk.	ω[Grad/h]	Periode	Argumente	Bezeichnung/Bemerkung				
Langperiodische Tiden									
1 2 3 4 5 6 7 8	Sa Ssa Mm MSf Mf MStm MSqm Mqm	0,041067 0,082137 0,544374 1,015895 1,098033 1,569554 2,113928 2,186782	355 d 177,5 d 27,55 d 14,77d 13,66 d 9,557 d 7,096 d 6,859 d	h-q 2h s-p 2s-2h 2s 3s-2h+p 4s-2h 4s-2p Eintägiş	Ellipt. Tide 1. Ordnung zu S0 Deklinationstide zu S0 Ellipt. Tide 1. Ordnung zu M0 Variationstide zu M0, Spring/Nipp-Zyklus Deklinationstide zu M0 10-tägige Tide 7-tägige Variationstide 7-tägige Tide 1. Ordnung zu M0 ge Tiden				
9 10	Q1 01	13,398661 13,943036	26:52 25:49	-3s+h+p -2s+h	Ellipt. Tide 1. Ordnung zu O1 Eintägige Haupt-Mondtide				
11	NO1	14,496693	24:50	-s+h+p	Ellipt. Tide 1. Ordnung zu K1				
12 13		14,958931	24:04	-h ⊥h	Eintagige Haupt-Sonnentide				
	1	1	1	Halbtägi	ge Tiden				
14	3M2S2	27,968208	13:21	-3s+3h	Verbundtide: 3M2-2S2				
15	2N2	27,895354	12:54	-4s+2h+2p	Ellipt. Tide 2. Ordnung zu M2				
16	$\mu^2$	27,968208	12:52	-4s+4h	Gr. Variationstide zu M2				
1/		28,439/29	12:39	-3s+2n+p	Gr. Empt. The T. Oranung zu M2				
10 19	$\frac{\nu_2}{\omega^2}$	28,512585	12:37	-38+411-p	GI. Evektionstide zu Wiz				
20	$M^{\gamma 2}$	28,984104	12.27	-2s+2p -2s+2h	Halbtägige Mondtide				
21	δ2	29.066242	12:23	-2s+4h					
22	$\lambda 2$	29,455626	12:13	-s+p					
23	L2	29,528479	12:11	-s+2h-p					
24	T2	29,958933	12:01	-h+q					
25	S2	30,000000	12:00	0	Halbtägige Sonnentide				
26	R2	30,041067	11:59	+h-q					
27	K2	30,082137	11:58	+2h	Halbtägige Deklinationstide zu M2				
28	η2	30,626513	11:45	s+2h-p					
				Vierteltäg	gige Tiden				
29 30 31 32 33 34	3MS4 MN4 M4 3MN4 MS4 MK4	56,952312 57,423832 57,968208 58,512585 58,984104 59,066242	06:19 06:16 06:13 06:09 06:06 06:05	3M2-S2 M2+N2 2M2 3M2-N2 M2+S2 M2+K2	Vierteltägige Verbundtide Vierteltägige Verbundtide Vierteltägige Haupt-Mondobertide Vierteltägige Verbundtide Vierteltägige Verbundtide Vierteltägige Verbundtide				

Tab. 2: Partialtiden zur Analyse bzw. zur Wasserstandssteuerung der Nordsee am Nordrand (Periode [hh:mm])

Die langperiodischen astronomischen Tiden Sa und Ssa mit ein- bzw. halbjähriger Periode werden auch als "meteorologische Tiden" bezeichnet, da sie vor allem jahreszeitliche Änderungen des Wasserstandes beinhalten (siehe Kapitel 3.2.1). Aperiodische Wasserstandsschwankungen am Rand zum Atlantischen Ozean werden im Kapitel 3.2.2 unter dem Begriff *external surges* abgehandelt. Der Einfluss des Windes auf die astronomischen Partialtiden wird im Nordseemodell nicht weiter berücksichtigt, siehe hierzu Untersuchungen mit dem ZUNO Modell (ELIAS, 2001).

### 3.2 Langperiodische Wasserstandsschwankungen

Unter Wasserstandsschwankungen werden hier allgemein die aperiodischen bzw. längerperiodischen Veränderungen des Wasserstandes verstanden, die sich aus langperiodischen Partialtiden und aus Fernwellen (external surges aus dem Nordatlantik) zusammensetzen. Diese Schwankungen sind teilweise unabhängig von der berechneten Tidedynamik innerhalb der Nordsee, die durch Partialtiden gesteuert werden und bei denen die harmonische Analyse jeweils für einen Jahreszeitraum erfolgt. Dieser Zusammenhang wird durch den Vergleich verschiedener Rechenergebnisse mit Messwerten am Pegel Cuxhaven deutlich. Durch die Simulation einer (ungestörten) Tide, die nur aus astronomischen Konstanten am Modellrand gesteuert wird, zeigen sich im Vergleich zu der Pegelmessung die auf Abb. 12 dargestellten Abweichungen. Der Einfluss des Windes über der Nordsee auf die Wasserstände in Cuxhaven wird durch den Vergleich der geglätteten Differenzen zwischen der Messung und den Rechenergebnissen ohne und mit Wind auf der Abb. 13 deutlich. Auch mit Windeinfluss sind noch Differenzen erkennbar, wobei der Trend im Mittel um rund 10 cm unter NN liegt. Dieses ist der Anteil langperiodischer Schwankungen bzw. external surges.

### 3.2.1 Langperiodische Partialtiden

Im Rahmen der Modellbildung/-steuerung ist die Analyse der Wasserstände, insbesondere am Modellrand, von großer Bedeutung. Hierbei ist es wichtig, ob die in Kapitel 3.1.1 durch die Fourier-Analyse aufgezeigten langperiodischen Frequenzen durch eine Partialtidenanalyse eindeutig zu bestimmen sind. Hierfür wurden Pegelmessungen in Aberdeen (Schottland) über einen Zeitraum von 19 Jahren durch eine Partialtidenanalyse untersucht. Wichtig ist die Ermittlung der Variabilität der langperiodischen Partialtiden, mit Perioden zwischen einem Jahr (Sa) und 7 Tagen (MSqm, Mqm) (vergleiche Nummern 1–8 in Tab. 2). Die Darstellung der Analysen auf Abb. 14 zeigt die Verteilung der Amplituden und Phasen sowie die Variation dieser Werte bezüglich ihres langjährigen Mittelwertes. Die größten Amplituden mit 6,5–13 cm wurden für die einjährigen Partialtiden (Sa) ermittelt, wobei die Phasen zwischen 280 und 350 Grad schwankten. Alle anderen Partialtiden wiesen deutlich geringere Amplituden auf. Die Variation der Amplituden und besonders der Phasen war hier sehr groß. Für eine Bestimmung der Wasserstände am Modellrand (Steuerung) reichen die astronomischen Konstanten allein nicht aus.

Die Berücksichtigung der langperiodischen Wasserstandsschwankungen erfolgt im Modell durch Differenzbildung zwischen Pegelmessungen und Simulationsergebnissen aus Tide plus Wind (vgl. Kap. 3.4). Der Einfluss von Tidezyklen mit Perioden von einem bis mehreren Jahrzehnten ist noch nicht endgültig erforscht (JENSEN u. MUDERSBACH, 2002; OOST et



Abb. 12: Vergleich der gemessenen Wasserstände im Juni 1998 am Pegel Cuxhaven mit den Ergebnissen des Nordseemodells bei astronomischer Randsteuerung. Die Differenzen wurden durch eine Fast Fourier Transformation geglättet



Abb. 13: Differenz der Wasserstände am Pegel Cuxhaven (Juni 1998) zwischen Messung und Ergebnissen des Nordseemodells mit astronomischer Randsteuerung und mit Windeinfluss



Abb. 14: Langperiodische Partialtiden in Aberdeen (1981–1999)

al., 1993). Der wichtigste längerfristige Tidezyklus ist die Nodaltide mit einer Periode von 18,61 Jahren (Winkel N auf Tab. 1). Die Veränderung des mittleren Meeresspiegels ist ebenfalls nicht sicher prognostizierbar, weshalb beide Effekte im Modellbetrieb durch den Vergleich mit gemessenen Wasserständen berücksichtigt werden.

### 3.2.2 Fernwellen

Die Ursachen und Wirkungen von Fernwellen (external surges) sind noch Gegenstand weiterer Forschungen; der Verlauf der internal surges in der Nordsee ist noch nicht abschließend geklärt. Der Einfluss von Fernwellen aus dem Atlantik auf das Tidegeschehen in der Nordsee ist insbesondere bei Starkwindlagen westlich von Irland bzw. im Nordatlantik nicht zu vernachlässigen. Fernwellen propagieren entlang der Ostküste von Schottland/England bis in die Deutsche Bucht und beeinflussen hier die Wasserstände. Untersuchungen z. B. von KOOPMANN (1962) und HEAPS (1969) zeigen anhand von Pegelauswertungen und Modellrechnungen, dass bei Sturmflutereignissen diese external surges z. B. in Aberdeen Größenordnungen von rund 0,80-1,0 m aufweisen können. Die gleiche Größenordnung wurde für den Pegel Cuxhaven beobachtet. Hierbei trat eine Phasendifferenz von 13 Stunden und 30 Minuten zu Aberdeen auf. Der typische Verlauf von Fernwellen zeigt sich als Differenz zwischen den Pegelmesswerten und den durch die harmonischen Konstanten vorausberechneten Wasserständen. Auf der Abb. 16 wird dieses für den Monat März 1994 dokumentiert, wobei die Differenzwerte, bedingt durch Phasenverschiebungen zwischen Messung und Rechnung mit rein astronomischen Randwerten, geglättet wurden. Eine geglättete Darstellung der external surges über 36 Monate belegt auf Abb. 15 die langfristige Variabilität dieser Wasserstandsschwankungen, die nicht durch die Tidedynamik und das Wettergeschehen über der Nordsee bestimmt werden.



Abb. 15: External surge in Aberdeen für 1990 bis 1992




#### 3.3 Randsteuerung

## 3.3.1 Wasserstand

Die Steuerung des Nordseemodells an den offenen Rändern vollzieht sich über Wasserstandszeitreihen, die aus harmonischen Konstanten generiert wurden. Die durch Messreihen gewonnenen Durchflüsse werden mit ihren saisonalen Schwankungen am oberen Abschluss der Ästuare eingesteuert. Diese Steuerung hat den Vorteil, dass für jeden beliebigen Termin (Zeitraum) synoptische Wasserstände/Durchflüsse bereit stehen.

Die Wasserstände werden mittels eines Programms unter Zuhilfenahme der harmonischen Frequenzen und Korrekturen aus den Tafeln der astronomischen Argumente und der Korrektionen (DHI, 1967) und den jeweils ortsabhängigen Amplituden und Phasen (harmonische Konstante) erstellt (vgl. hierzu auch PANSCH, 1988, und HORN, 1948). Die verwendeten harmonischen Konstanten für die Randpunkte stammen für den Nord- und Westrand zunächst aus dem Modell des BSH. Hierbei wurden lediglich Partialtiden verwendet, die eine Amplitude von 0,03 m überschreiten.

Zur Verbesserung der Randsteuerung wurden für den am Nordrand gelegenen Pegel Wick (Schottland) mehrjährige Pegelmessungen verwendet. Durch eine Partialtidenanalyse der Wasserstandszeitreihe ließen sich mehrere astronomische Tiden bestimmen, deren Frequenzen eng benachbart sind (Nummern 9–34 in Tab. 2). Je nach Analysezeitraum der Pegelmessung ergab sich eine große Variabilität der "konstanten" und langperiodischen Anteile, so dass diese bei der Randsteuerung vernachlässigt werden. Sie finden Berücksichtigung in dem Vergleich mit Messwerten, einer nachfolgenden Korrektur der Randwerte sowie einer Neuberechnung der Tidesituation in der Nordsee (vgl. Kap. 3.4). In der Tab. 2 werden die verwendeten 26 Partialtiden dokumentiert, wobei astronomische Tiden berücksichtigt wurden, die Amplituden von mehr als 0,5 cm (Wick) besitzen.

#### 3.3.2 Wind

Die räumliche/zeitliche Variation der Windverhältnisse auf der Nordsee kann nicht oder nur unzureichend durch Interpolation der gemessenen Windgrößen an den Windmessstationen, die sich vorwiegend in Küstennähe befinden, reproduziert werden. Aus diesem Grunde wird hier auf berechnete Windfelder für die gesamte Nordsee zurückgegriffen. Bedingt durch die relativ großen Gitternetzweiten dieser großräumigen meteorologischen Modelle werden z. B. der Übergang Wasser/Land sowie Abschattungseffekte hinter Inseln nicht hinreichend nachgebildet. Durch Modellsimulationen stehen für das gesamte Gebiet der Nordsee konsistente Winddatensätze zur Verfügung, die in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung und Größe nicht immer die natürlichen Prozesse widerspiegeln. Hier wäre eine Verbesserung der Genauigkeit durch zusätzliche Messungen auf der Nordsee hilfreich.

Es wurden meteorologische Modelldaten aus verschiedenen Institutionen berücksichtigt:

- Berechnungen von Det Norske Meteoroligske Institutt (DNMI)
- Vorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD)
- Nachrechnungen im Rahmen von HIPOCAS (Hindcast-Simulationen in Kooperation mit der GKSS).

## **DNMI-Wind**

Det Norske Meteoroligske Institutt DNMI hat anhand von digitalisierten Wetterkarten das geostrophische Windfeld für das Gebiet zwischen dem Nordpol und der Biskaya berechnet und so den Bodenwind in 10 m Höhe für die Jahre 1955 bis 1996 in sechsstündigem Abstand auf einem 75-km-Gitter ausgewertet und zur Nutzung bereitgestellt. Auf der Abb. 18 wird das vom DNMI berechnete Windfeld über der Nordsee während der Sturmflut vom 28.1.1994 (12:00 Uhr) dargestellt. Ein Vergleich zwischen Windmesswerten am Pegel Borkum und den aus dem MKW-Modell (SCHMIDT u. PÄTSCH, 1984) berechneten Größen sowie den Ganglinien der nächstgelegenen DNMI-Windwerten wird auf Abb. 17 gegeben.



Abb. 17: Windgeschwindigkeiten am Pegel Borkum Fischerbalje zwischen Messung und MKW Modell sowie den Rechenzellen 4423 und 4424 des DNMI

# HIPOCAS-Wind

Im Rahmen einer Forschungskooperation im Projekt: Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe **HIPOCAS** zur Berechnung von Wind, Wellen und Strömungen/Wasserständen über einen Zeitraum von 40 Jahren (1958–1998) wurden der BAW in Zusammenarbeit mit der GKSS die dort berechneten Windfelder zur Verfügung gestellt. Diese in einstündigem Abstand auf einem 50-km-Gitter abgespeicherten Daten stellen eine gute Grundlage zur Simulation des Windeinflusses im HN-Modell der Nordsee dar. Die räumliche Verteilung der HIPOCAS-Windfelder zeigt sich beispielhaft für einen Termin im Januar 1993 auf der Abb. 19.



Abb. 18: Berechnete Windsituation am 28.1.1994 um 12:00 Uhr (DNMI)



Abb. 19: Berechnete Windsituation am 23.1.1993 um 7:00 Uhr (HIPOCAS)



Abb. 20: Berechnete Windsituation am 15.4.1999 um 00:00 Uhr (DWD)

# DWD-Wind

Zum Test der Vergleichbarkeit der Modellergebnisse des BSH und der BAW wurde der BAW-DH das Windfeld der 48-Stunden-Vorhersage des DWD für den Monat April 1999 durch das BSH zur Verfügung gestellt. Auf der Abb. 20 ist die Verringerung der Windgeschwindigkeiten beim Übergang Wasser/Land bzw. das Auffrischen des Windes über dem Wasser erkennbar. Die nachfolgend dargestellten Wasserstandsvergleiche stammen aus dieser Studie. Des Weiteren werden die DWD-Winddaten für Mai und Juni 2000 sowie für das gesamte Jahr 2001 zur Simulation verwendet. Hierbei werden neben den Windgeschwindigkeiten auch die flächenhaften Luftdrücke in das Modell eingesteuert.

# 3.4 Rechenablauf

Zur Berücksichtigung der o. g. Effekte müssen mehrere Simulationsläufe des Nordseemodells durchgeführt werden. Der Ablauf ist dabei folgendermaßen gegliedert:

- 1. Berechnung der reinen astronomischen Tide mit Perioden kleiner als ein Tag (z. B. K1) ohne Wind und Wasserstandsschwankungen als Vergleich mit der "naturnahen" Simulation.
- 2. Berechnung der astronomischen Tide 1 mit Windeinfluss (Windfeld).
- 3. Vergleich der Ergebnisse 2 mit Pegelmessungen (Deutsche Bucht) zur Ermittlung der langperiodischen Wasserstandsschwankungen aus Fernwellen und Meteorologie an den Pegelpositionen.

- 4. Zur Verbesserung der Nachbildung der Tidedynamik in der Deutschen Bucht werden die Differenzen zwischen der Pegelmessung und den Simulationsergebnissen aus astronomischen Tiden mit Windeinfluss über der Nordsee 3 für einige Küstenpegel berechnet. Diese Abweichungen werden durch einen Tiefpassfilter von kurzzeitigen Differenzen (lokale Windeffekte, Phasenverschiebungen Rechnung/Messung, ...) bereinigt und mit einem Zeitversatz (z. B. Helgoland–Nordrand/Wick = 14 Std.) auf die Randwerte am offenen Nordrand hinzuaddiert, um so die langperiodische Wasserstandserhöhung bzw. -senkung im Modell zu berücksichtigen.
- 5. Berechnung der Tide 1 mit Windeinfluss und neuen Randwerten nach 4.
- 6. Der Vergleich der reinen astronomischen Berechnung 1 mit der Simulation unter Berücksichtigung von Wind und langperiodischen Wasserstandsschwankungen zeigt flächenhaft die Abweichung von Wasserstand und Strömung zwischen der reinen astronomischen Tide und den tatsächlichen Verhältnissen.

Durch diesen Rechenablauf werden bessere Übereinstimmungen mit den Messwerten erzielt. Diese Verbesserung zeigt sich deutlich auf der Abb. 21 durch die Differenzen Messung zu

- astronomischer Tide (rot),
- Tide mit Windeinfluss (blau) und
- Tide mit Einfluss von Wind und Wasserstandsschwankungen (schwarz).

Durch die "Überlagerung von Tide, Wind und langperiodischen Schwankungen" verringert sich z. B. die Standardabweichung von 0,19 über 0,15 auf 0,13 und die Korrelation steigt von 0,985 über 0,991 auf 0,994 für den Pegel Cuxhaven (s. u. und Abb. 36).



Abb. 21: Differenz der Wasserstände am Pegel Cuxhaven (Juni 1998) zwischen Messung und Ergebnissen des Nordseemodells mit astronomischer Randsteuerung, Windeinfluss und Surge

## 4. Verifikation

Nachfolgend soll an Hand von verschiedenen hydrographischen Zuständen die Naturähnlichkeit der Modellergebnisse bzw. die Vergleichbarkeit mit ausgewählten anderen Modellrechnungen gezeigt werden.

## 4.1 Astronomische Tiden

Die Tideschwingung in der Nordsee wird dominiert durch die halbtägige Mondtide M2 mit einer Periode von 12 Stunden und 25 Minuten (44714 Sekunden). Für die astronomischen Tideverhältnisse durch alleinige Anregung mit der M2-Gezeit existieren in der Literatur eine Reihe von Vergleichsergebnissen der flächenhaften Verteilung der Amplituden und Phasen aus Simulationsrechnungen sowie lokale Werte aus Partialtidenanalysen von Messwerten (MAIER-REIMER, 1977; DAVIES, 1967; MARINEOBSERVATORIUM WILHELMSHAVEN, 1947; SIE-FERT u. LASSEN, 1985; MÜLLER-NAVARRA, 1987; BACKHAUS, 1982; DUWE, 1980; ZIELKE et al., 1996; ZIELKE et al., 1995; STENGEL, 1995; HOLZ, PLÜß u. SALAMUN, 1988).

In einer Systemstudie wurde die Dynamik der Nordsee über einen Zeitraum von mehr als 40 Tagen berechnet und die M2-Amplituden und Phasen flächenhaft analysiert. Diese Ergebnisse wurden vergleichbaren Rechenläufen anderer Modelle gegenüber gestellt. Der große Nachteil vieler der genannten Modelle besteht darin, dass die innere Deutsche Bucht und insbesondere die Ästuare nur unzureichend in ihren vielgestaltigen Strukturen der Tiefen und Berandungen erfasst wurden. Dieses führt im Küstenbereich und insbesondere in den Ästuaren und Flussmündungen zu lokal unterschiedlichen Verläufen der Amplituden und Phasen.

Der Wattsockel vor der Küste, zusammen mit den Inseln und den Tiderinnen, verursacht die Verformung der linksdrehend durch die Deutsche Bucht fortschreitenden Tidewelle. Hierbei werden die Seichtwassertiden durch Bodenreibung und Reflektion an der Berandung generiert. Die Seichtwassertiden bewirken eine Verformung der Tidekurven insbesondere in Küstennähe (Seichtwasserpartialtiden z. B. M4, M6) und sind somit wichtig bei der naturähnlichen Reproduktion der gemessenen Tideganglinien durch das Nordseemodell.

Die vom Atlantik einlaufende "Kelvinwelle" (KELVIN, 1868) propagiert linksdrehend um *amphidromische Punkte*, deren wichtigster für die Deutsche Bucht etwa auf der Breite von Esbjerg ( $\varphi = 55^{\circ} 20^{\circ} N$ ) und der Länge von Terschelling ( $\lambda = 5^{\circ} 20^{\circ} E$ ) liegt. Dieses Phänomen wird im Nordseemodell zufriedenstellend nachgebildet und durch die Darstellung der Phasen als Eintrittszeiten der M2-Gezeit auf Abb. 22 dokumentiert.

Mit zunehmender Entfernung vom amphidromischen Punkt erhöhen sich die Amplituden der Tiden in der inneren Deutschen Bucht. Insbesondere in den Mündungsgebieten der Ästuare nehmen die Amplituden (Wasserstände) zu. Dieses wird auf Abb. 23 durch die Verteilung der berechneten M2-Amplituden in der Deutschen Bucht wiedergegeben. Der Vergleich mit anderen Modellrechnungen und auch mit analysierten Messwerten bestätigt ebenfalls die berechnete Amplitudenverteilung.

Die aus Messwerten von SIEFERT u. LASSEN (1985 u. 1991) gewonnenen Linien gleicher Eintrittszeiten zeigen insbesondere im Bereich der Weser- und Elbemündung eine große Übereinstimmung mit den Rechenergebnissen des Nordseemodells. Bei beiden Auswertungen ist das Verschwenken der Linien gleicher Phasen bzw. Eintrittszeiten in Küstennähe, hervorgerufen durch die stark strukturierte Bodentopographie, deutlich erkennbar.



# Abb. 22: Amplituden und Phasenverteilung der berechneten M2-Partialtide in der Nordsee

#### 4.2 Tiden mit geringem Windeinfluss

Die Simulation und Verifikation der Hauptschwingungskomponente der Nordsee, die M2-Gezeit, stellt nur die erste Stufe der Validierung dar. Neben der M2-Gezeit sind zur Simulation der tatsächlich ablaufenden Gezeitendynamik ein Reihe von Partialtiden wichtig. Die in Kapitel 3.1 auf Tab. 2 angegebenen ein- und halbtägigen Partialtiden sowie mit geringen Anteilen einige Seichtwassertiden wurden benutzt, um naturähnliche Wasserstandszeitreihen zur Modellsteuerung zu generieren.

Als Beispiel der Berechnung **realer**, **gelaufener Tiden** mit geringem Windeinfluss in der Nordsee/Deutschen Bucht werden nachfolgend die Simulationsergebnisse der Tidedynamik durch Vergleich mit Pegelmessungen für Zeiträume im Juli 1997, Juni 1998 und März 1999 dokumentiert. Auf den Abb.en 24 bis 35 zeigt sich an Hand verschiedener Zeitreihenver-

110



Abb. 23: Amplituden und Phasenverteilung der berechneten M2-Partialtide im Küstensaum der Deutschen Bucht und den Ästuarmündungen

gleiche die Naturähnlichkeit der Simulationsergebnisse. Die Qualität der Modellergebnisse wird belegt durch die guten Übereinstimmungen in der Phasenlage, den Hoch- und Niedrigwasserscheitelwerten, der Tideform und der täglichen Ungleichheit der Tide. Die Abweichungen zu den Pegelmessungen sind teilweise auf eine zu grobe Auflösung der lokalen Topographie bzw. nicht vollständig erfasste Wind- und Fernwelleneffekte zurückzuführen.

Für den Zeitraum zwischen dem 18.5.1998 und 29.6.1998 werden die berechneten Hochund Niedrigwasserstände den entsprechenden Messwerten in Form eines Streudiagrammes (scatter-plot) gegenübergestellt. Die lineare Regressionsgerade der 166 Werte verläuft in etwa durch den Nullpunkt und weist eine Steigung von fast 1:1 auf, was die gute Übereinstimmung zwischen Messung und Rechnung bestätigt (vgl. Abb. 36).



Abb. 24: Vergleich Pegel Büsum vom 9.–11.7.1997



Abb. 25 : Vergleich Pegel Helgoland vom 9.–11.7.1997





Abb. 26: Vergleich Pegel Cuxhaven vom 16.–18.7.1997



Abb. 27: Vergleich Pegel Büsum vom 10.–11.4.1999



Abb. 28: Vergleich Pegel Helgoland vom 10.-11.4.1999



Abb. 29: Vergleich Pegel Bake A vom 10.–11.4.1999



Abb. 30: Vergleich Pegel Wittdün vom 13.–15.6.1998



Abb. 31: Vergleich Pegel Büsum vom 13.–15.6.1998



Abb. 32: Vergleich Pegel Cuxhaven vom 13.–15.6.1998



Abb. 33: Vergleich Pegel Brake vom 13.–15.6.1998



Abb. 34: Vergleich Pegel Langeoog vom 13.–15.6.1998



Abb. 35: Vergleich Pegel Emshörn vom 13.–15.6.1998





Abb. 36: Vergleich der Thw/Tnw vom 18.5.–29.6.1998 am Pegel CUXHAVEN zwischen Rechenwerten und Messwerten

# 4.3 Sturmfluten

Zur Berechnung von Sturmflutereignissen in den deutschen Ästuaren müssen die erhöhten Wasserstandsverläufe an den Modellrändern der Gesamtästuarmodelle bekannt sein. Unter Berücksichtigung der Windfelder über der Nordsee wird der Windstau als Wasserstandserhebung in der Deutschen Bucht synoptisch berechnet. Eine vergleichbare Vorgehensweise bei der Simulation von großräumigen Sturmtiden wird bei VERBOOM et al. (1992) angewendet (siehe auch CANIZARES et al., 1998).

Für jeden Rechenknoten werden die Scheitelwerte des Wasserstandes innerhalb des Analysezeitraumes berechnet und in ihrer flächenhaften Verteilung dargestellt. Beispielhaft werden die so berechneten Sturmflutscheitelwasserstände für die Sturmflut vom 28.1.1994 in der Deutschen Bucht auf der Abb. 37 dokumentiert.

Der Wasserstandsverlauf bei Sturmfluten ist wesentlich geprägt von der zeitlichen und räumlichen Genauigkeit der verwendeten Starkwindlagen über der Nordsee. Insofern ist der Verlauf der Wasserstände an den Pegelpositionen nicht deckungsgleich mit den Messwerten. Gleichwohl wird die Sturmflutdynamik in ihrer zeitlichen Entwicklung und Höhe gut durch das Modell reproduziert, was beispielhaft für die Sturmflut vom 28.1.1994 an Hand der Pegel Borkum, Norderney, Mellumplate, Cuxhaven und Alte Weser sowie für die Sturmflut vom 3.–4.1.1976 ebenfalls für den Pegel AlteWeser gezeigt wird (vgl. Abb. 38 bis 43).



Abb. 37: Berechnete Sturmflutscheitelwasserstände in der Deutschen Bucht vom 28.1.1994



Abb. 38: Vergleich Pegel Borkum, Sturmflut vom 28.1.1994



Abb. 39: Vergleich Pegel Norderney, Sturmflut vom 28.1.1994





Abb. 40: Vergleich Pegel Mellumplate, Sturmflut vom 28.1.1994



Abb. 41: Vergleich Pegel Cuxhaven, Sturmflut vom 28.1.1994



Abb. 42: Vergleich Pegel Alte Weser, Sturmflut vom 28.1.1994



Abb. 43: Vergleich Pegel Alte Weser, Sturmflut vom 3.1.1976

122

# 5. Anwendungen

Zur Demonstration der vielgestaltigen Einsatzmöglichkeiten des Nordsee-Modells sollen hier einige Anwendungsrechnungen aufgezählt werden. Dabei wird unterschieden zwischen der Nutzung des gesamten Modells für großräumige Fragestellungen, des Gesamtmodells mit lokalen Netz- bzw. Topographieverfeinerungen sowie des Modells zur Generierung von Randwerten für eigenständige Ausschnittsmodelle.

# 5.1 Gesamtmodell

Neben der hauptsächlichen Bearbeitung von Aufgaben der BAW wird das HN-Modell der Nordsee und der Deutschen Bucht z. Zt. in folgenden Kooperationen bzw. Forschungsaktivitäten verwendet:

- Zusammenarbeit mit der GKSS im Projekt: Hindcast of Dynamic Processes of the Ocean and Coastal Areas of Europe HIPOCAS zur Berechnung von Wind, Wellen und Strömungen/Wasserständen über einen Zeitraum von 1958 bis 1998 (2000–2002).
- Zusammenarbeit mit dem BSH zur Bestimmung der Lowest Astromomical Tide LAT im Bereich der Deutschen Bucht als neues Bezugsniveau für Seekarten entsprechend dem SKN (2002).
- Zusammenarbeit mit der Wirtschaftsbehörde Hamburg, Strom- und Hafenbau im Rahmen des KFKI-Projektes "Charakterisierung der Tidekurve" (2000–2002).

# 5.2 Modell mit lokalen Verfeinerungen

Zur Untersuchung von Teilbereichen innerhalb des gesamten Nordseemodells wurden/ werden folgende Simulationen durchgeführt:

- Untersuchung zur Baggerung einer neuen Hafeneinfahrt zum Fähranleger Wittdün/ Amrum, – Vorstudie – 4/2000
- Untersuchung der Auswirkungen eines Container-Terminals in Cuxhaven in der Elbmündung mit einem Modell der Deutschen Bucht – Machbarkeitsuntersuchung – 8/2000
- Untersuchungen zur Auswirkung der Sandentnahme auf die Tidedynamik im Feld DEL-PHIN/Westertill – Gutachten – 3/2001
- Risikoanalyse der geplanten Sandentnahme "Delphin" in Bezug auf Heller und Küstenschutzanlagen – Gutachten – 8/2001
- Aufbau und Betrieb eines hochaufgelösten Elbeästuarmodells von Geesthacht über Cuxhaven bis in die Nordsee hinein zur Simulation von Transportprozessen im Übergangsbereich Küstensaum – Ästuarmündung – BAW-DH – 2003/2004.

# 5.3 Modell zur Berechnung von Randwerten

Die Anwendung des Nordseemodells zur Bestimmung von Randwerten zum Betrieb von Teilmodellen (Ästuarmodelle) spielt für die Fachaufgabe der BAW eine wichtige Rolle. Beispiele sind:

- Elbemodell: Simulation der Tidedynamik mit Erweiterung des seewärtigen Modellrandes.
- Jade-Wesermodell: Berechnung der Tidedynamik und der Sturmfluten 1976 und 1994 (PLÜß et al., 2001).

- Emsmodell: Simulation der Sturmflut 1976 (PLÜß et al., 2001).
- Nordfriesland: Bereitstellung von Randwerten der Tidedynamik und der Sturmflut 1994 für das Amt für ländliche Räume (ALR) Husum.
- Ausschnittsmodell Helgoland: Simulation der Tidedynamik für Wellenuntersuchungen.

# 6. Zusammenfassung/Ausblick

# 6.1 Zusammenfassung

Der grundlegende Aufbau des Modells der Nordsee und insbesondere der Deutschen Bucht in Bezug auf Topographie und Randsteuerung ist erfolgreich abgeschlossen. Der Modellaufbau basiert auf unstrukturierten Dreiecksnetzen zur Auflösung der komplexen Topografie im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht und der Ästuarmündungen sowie der gesamten Nordsee. Damit ist die durchgängige Interaktion zwischen Küstensaum und Ästuaren gewährleistet und wird nicht durch künstliche Modellränder gestört. Diese müssen mit aus Messungen (punktuell) gewonnen und inter- bzw. extrapolierten Randwerten gesteuert werden. Durch die großräumige Simulation stehen für verschiedene Zeiträume an jeder Stelle im Küstensaum synoptische Zustandsgrößen (Wasserstand, Geschwindigkeit, Durchfluss, Salzgehalt, Transportgrößen ...) als Steuerwerte für hochaufgelöste Ausschnittsmodelle zur Verfügung.

Die im Nordseemodell verwendete, optimierte Netztopologie genügt den Ansprüchen neuester Rechenmodellverfahren. Eine gute Nachbildung der komplexen Topographie, bei gleichzeitiger Begrenzung der Rechenpunktmenge und einem großen Rechenzeitschritt, gewährleistet eine hohe Simulationsgenauigkeit und gute Performanz.

Neben den Verifikationsstudien wurden bereits viele Systemstudien bzw. Anwendungsrechnungen durchgeführt und so die Praxistauglichkeit des Modells nachgewiesen. Diese gewährleistet eine gute Reproduktion der natürlichen Tide- und Sturmflutdynamik synoptisch für den Küstenbereich der Nordsee einschließlich der Unterläufe der deutschen Ästuare.

Durch den Aufbau des Nordseemodells besteht die Möglichkeit

- eine Berechnung von Randwerten im Mündungsgebiet der Ästuare für hochaufgelöste Gesamtästuarmodelle,
- Untersuchungen im Küstenvorfeld durch lokale Verfeinerungen innerhalb des bestehenden Gesamtmodells und
- Langfristsimulationen im Küstenbereich durchzuführen.

# 6.2 Ausblick

Weitergehende Entwicklungs- und Einsatzmöglichkeiten lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

# Topographie/Morphologie

- Nutzung von Topographiedatenbanken (Die Konsistenz synoptischer Daten ist Gegenstand des neuen KFKI-Forschungsprojektes KODIBA) zum
- Aufbau zurückliegender Jahrgangstopographien und zur
- Analyse von Verlagerungs- bzw. Umlagerungstendenzen im Küstensaum und in Ästuarmündungen.

# Tide

- Weitergehende Verifikation anhand der Partialtidenanalyse mehrerer harmonischer Konstanten (M2, S2, O1, K1, M4, M6) von Simulationsergebnissen und synoptischen Pegelmessungen in der Deutschen Bucht (KFKI-Forschungsprojekt: Charakterisierung von Tidekurven).
- Berechnung historischer Tideverhältnisse im Vergleich zur Simulation gegenwärtiger und zukünftiger Tiden.
- Berechnung dreidimensionaler Prozesse mit dem selben Gitternetz und den mathematischen Verfahren TELEMAC3D und UnTRIM(3D).
- Bestimmung von großräumigen Auswirkungen von Baumaßnahmen im Küstenvorfeld und/oder im Mündungsbereich der Ästuare.

# Wind

- Der Einfluss realer Windereignisse auf die Tidedynamik in der Nordsee (Windstau, internal surges).
- Die Bestimmung synthetischer bzw. abgeänderter Windereignisse (z. B.: Verlagerung von Zugbahnen bei Tiefdruckgebieten) auf die Tide- bzw. Sturmflutdynamik.

# external surges

- Verlauf und Verformung bei der Propagation im Nordseebecken.
- Variation der Einsteuerung am Nord- bzw. Westrand.
- Analyse der langperiodischen Partialtiden bis hin zur Nodaltide (Periode = 18,6 Jahre). Transportprozesse
- Einstieg in die Simulation großräumiger Transportprozesse Nordsee *Æ* Deutsche Bucht *Æ* Ästuare.
- Bereitstellung sedimentologischer Randwerte (Schwebstoff, Geschiebe), zusätzlich zu den hydrodynamischen Werten, zum Betrieb morphodynamischer Ästuarmodelle.
- Ansatz zur Berechnung von längerfristigen Umlagerungsprozessen im Küstenvorfeld und den Ästuarmündungen.

Zur Untersuchung vergangener und zukünftiger hydrographischer Situationen ist es nötig, die wesentlichen Einflussgrößen zu kennen und gegebenenfalls zu variieren und/oder zu kombinieren. Hierdurch lassen sich weitergehende Erkenntnisse gewinnen, wie z. B.:

- Der Einfluss der großräumigen Topographieänderungen im Küstenvorfeld auf die Tidedynamik.
- Hindcast-Simulation älterer Sturmfluten und Variation der Parameter (Windrichtung, -dauer, -stärke) zur Berechnung maximal möglicher Wasserstände (Tide, Sturmflut).
- Analyse des Windstaus in der Nordsee und der Deutschen Bucht.
- Generierung von Langfristszenarien (Monate, Jahre), z. B. für morphologische Simulationen in den Gesamtästuarmodellen.
- Bestimmung von Wasserstands- und Strömungsverhältnissen in Küstengebieten der Deutschen Bucht zur Kopplung mit der Berechnung von Seegang (z. B. Seegangsklima um Helgoland).
- Auswirkungen von Küstensenkungen bzw. Meeresspiegelanstieg.

Eine Übersicht des Nordseemodells gibt das Poster:

Modell der Nordsee, der Deutschen Bucht und der deutschen Ästuare \_ (http://www. hamburg.baw.de/docs/).

## 7. Schriftenverzeichnis

- BACKHAUS, J. O.: Simulation von Bewegungsvorgängen in der Deutschen Bucht. Technical Report 15, Deutsches hydrographisches Institut, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Bernhard-Nocht-Str. 78, Hamburg, 1980.
- CAÑIZARES. R.; HEEMINK, A.W. u. VESTED, H. J.: Application of Advanced Data Assimilation Methods for the Initialisation of Storm Surge Models. Journal of Hydraulic Research, 36(4): 655–674, 1998.
- CASULLI, V.; CHENG, R. T. u. LANG, G.: Mathematical Model UnTRIM Validation Document-Version 0.2. Technical report, 2002: http://www.hamburg.baw.de/hnm/untrim/PDF/vduntrim-0-2.pdf.
- CASULLI, V. u. ZANOLLI, P.: A Three-Dimensional Semi-Implicit Algorithm for Environmental Flows on Unstructured Grids. Proceedings of ICFD Conference on Numerical Methods in Fluid Dynamics, Oxford, 1998.
- DAVIES, A. M.: A Numerical Model of the North Sea and its Use in Choosing Locations for the Deployment of Off-shore Tide Gauges in the JONSDAP'76, Oceanographic Experiment. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 29(1): 11–24, 1976.
- DHI: Tafeln der astronomischen Argumente v<sub>0</sub>+v und Korrektionen j, v zum Gebrauch bei der harmonischen Analyse und Vorausberechnung der Gezeiten für die Jahre 1900 bis 1999, Deutsches Hydrographisches Institut, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie -2276, Bernhard-Nocht-Str. 78, Hamburg, 1967.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUS, W. u. SIEDLER, G.: Allgemeine Meereskunde. Bornträger, Berlin, Stuttgart, 1975.
- DUWE, K.: Untersuchungen zur Simulation gezeiten- und meteorologisch bedingter Bewegungsvorgänge in der Nordsee mit Hilfe barotroper und barokliner numerischer Modelle. Diplomarbeit im Fach Ozeanographie, Universität Hamburg, 1980.
- ELIAS, E.: Validation and Calibration of Wind in the ZUNO model Project: Updrift Barrier Inlet Dynamics. TU-Delft, Draft Version 0.1, 2001.
- GÖNNERT, G.; HEYER, H.; GIESE, H.; ISERT, K. u. PLÜß, A.: Charakterisierung der Tidekurve, Abschlussbericht eines KFKI-Projektes. Nicht veröffentlicht, 2003.
- GRAY, G. G.; DROLET, J. u. KINNMARK, P. E.: A Simulation of Tidal Flow in the Southern Part of the North Sea and the English Channel. Advances in Water Recources, 10: 131–137, 1987.
- HEAPS, N. S.: A Two-Dimensional Numerical Sea Model. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A. Mathematical and Physical Science, 265 (1160): 93–137, 1969.
- HERVOUET, J. M. u. VAN HAREN, L.: TELEMAC2D Version 3.0 Principle Note. Rapport EDF HE-4394052B, Electricité de France, Déartement Laboratoire National d'Hydraulique, Chatou CEDEX, 1996.
- HOLZ, K.-P.; PLÜß, A. u. SALAMUN, T.: Mathematisches Modell Sylt. Institut für Strömungsmechanik und Elektronisches Rechnen im Bauwesen, Universität Hannover, 1988.
- HORN, W.: Über die Darstellung der Gezeiten als Funktion der Zeit. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 1(4): 124–140, 1948.
- JENSEN, J. u. MUDERSBACH, C.: Long-Term Changes of the Water Levels Along the German North Sea Coastline. Littoral 2002, The Changing Coast, EUROCOAST/EUCC, Porto, 2002.
- KELVIN, LORD alias THOMSON, W.: Reports on the Committee for the Purpose of Promoting the Extension, Improvement and Harmonic Analysis of Tidal Observation. British Association for the Advancement of Science Report, London, 1868.
- KLEINE, E.: Das operationelle Modell der Nordsee und Ostsee, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Bernhard-Nocht-Str. 78, Hamburg, 1994.
- KOOPMANN, G.: Die Sturmflut vom 16./17. Februar 1962 in ozeanographischer Sicht. Die Küste, 2: 55–68, 1962.
- LASSEN, H. u. SIEFERT, W.: Mittlere Tidewasserstände in der südöstlichen Nordsee säkularer Trend und Verhältnisse um 1980 (Schlussbericht eines KFKI-Projektes). Die Küste, 52: 85–137, 1991.
- LE PROVOST, C. u. FORNERINO, M.: Tidal Spectroscopy of the English Channel With a Numerical Model. Journal of Physical Oceanographie, 15: 1009–1031, 1985.
- MAIER-REIMER, E.: Residual Circulation in the North Sea Due to M2-tide and Mean Annual Wind Stress. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 30(3): 69–80, 1977.

- MARINEOBSERVATORIUM WILHELMSHAVEN: Karten der harmonischen Gezeitenkonstanten für das Gebiet der Nordsee. Oberkommando der Kriegsmarine, 1942.
- MILBRADT, P.; LIPPERT, W. u. SELLERHOFF, F.: Preprozessor JANET Benutzerhandbuch Version 1.4. smile consult GmbH, Vahrenwalder Straße 7, 30165 Hannover, 2002.
- MÜLLER-NAVARRA, H. u. MITTELSTAEDT, E.: Schadstoffausbreitung und Schadstoffbelastung in der Nordsee – Eine Modellstudie –. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Ergänzungsheft B, 18, 1987.
- OOST, A. P.; DE HAAS, H.; JENSEN, F.; VAN DEN BOOGERT, J. M. u. DE BOER, P. L.: The 18.6 yr Nodal Cycle and its Impact on Tidal Sedimentation. Sed. Geol., Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, 87: 1–11, 1993.
- PANSCH, E.: Harmonische Analyse von Gezeiten- und Gezeitenstrombeobachtungen im Deutschen Hydrographischen Institut, Wiss.-Techn. Berichte 1988-1. 2350, Deutsches Hydrographisches Institut, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Bernhard-Nocht-Str. 78, Hamburg, 1988.
- PLÜß, A.: Netzbearbeitung und Verfahrensverbesserungen für Tidemodelle nach der Finiten Element Methode. Nr. 35, Inst. f. Strömungsmech. und Elektr. Rechnen i. Bauwesen, Dissertation. Univ. Hannover, 1994.
- PLÜß, A.; RUDOLPH, E. u. SCHRÖDTER, D.: Characteristics of Storm Surges in German Estuaries. Climate Research, 18: 71–76, 2001.
- PLÜß, A.; TANEGUCHI, T. u. HOLZ, K. P.: Grid-Generation and Grid-Optimization for Estuary Modelling. Advances in Hydro-Science and -Engineering, Part A, Edit. by Sam S. Y. Wang – Proceedings of the first Int. Conf. on Hydroscience and -Eng., Washington, D. C. June 7–11, 1993, I: 1997–2003, 1993.
- SCHMIDT, H. u. PÄTSCH, J.: Meteorologische Messungen auf Norderney und Modellrechnungen. Die Küste, 54: 131–142, 1984.
- SEITZ, R. u. ZEH, H.: Archivierung von KUEstenpeil DATen auf dem Zentralrechner der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) bei der BAW in Karlsruhe. (2), 11, 1996.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. Die Küste, 42: 1–77, 1985.
- STENGEL, T.: Anderung der Tidedynamik in der Deutschen Bucht und Auswirkungen eines Meeresspiegelanstiegs. Bericht Nr. 38 des Inst. f. Strömungsmech. u. Elektron. Rechnen i. Bauwesen, Uni Hannover, 1995.
- SÜNDERMANN, J.: Hydrodynamics of Bays and Coastal Waters; Numerical Computation of Tidally and Wind Generated Motion Processes in Estuaries and Coastal Waters. Int. Center for Mechanical Sciences; UDINE/ITALY, July 1974.
- VERBOOM, G. K.; RONDE, J. G. DE U. DIJK, R. P. VAN.: A Fine Grid Tidal Flow and Storm Surge Model of the North Sea. Continental Shelf Research, 12(2/3): 213–233, 1992.
- WALTERS, R. A.: A Model for Tides and Currents in the English Channel and Southern North Sea. Advances in Water Recources, 10: 138–148, 1987.
- WERNER, W. E. u. LYNCH, D. R.: Field Verification of Wave Equation Tidal Dynamics in the English Channel and Southern North Sea. Advances in Water Recources, 10: 115–130, 1987.
- WERNER, F. E. u. LYNCH, D. R.: Tides in the Southern North Sea/English Channel: Data Files and Procedure for Reference Computations. Thayer School of Engineering, Dartmouth College, Hanover, NH, USA, 1988.
- ZIELKE, W.; MAYERLE, R.; KÜCK, F.: GROß G. u. NIELINGER, J.: Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Wasserstände und Windverhältnisse an der Deutschen Nordseeküste, 1. Zwischenbericht. Instit. f. Strömungsmech. u. Elektron. Rechnen i. Bauwesen, Uni Hannover, 1995.
- ZIELKE, W.; MAYERLE, R.; KÜCK, F.; HOYME, H.; GROß, G.; ROTH, R.; NIELINGER, J. u. BUSCH, U.: Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Wasserstände und Windverhältnisse an der Deutschen Nordseeküste, 2. Zwischenbericht. Inst. f. Strömungsmech. u. Elektron. Rechnen im Bauwesen, Uni Hannover, 1996.

Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

# Neues Verfahren zur Berechnung der Sielabflüsse in Ostfriesland aus dem Binnenpegel der Sielbecken

# Von Götz Flöser

### Zusammenfassung

Für die Berechnung der Abflussmengen eines ostfriesischen Sielbeckens wurde ein neues Verfahren entwickelt, das Gebrauch von der automatischen Pegelaufzeichnung macht. Dabei wird eine einfache Modellvorstellung verwendet: der Zufluss in das Sielbecken verhält sich wie ein weiteres Becken, wobei der Austausch zwischen diesen Becken proportional zur Pegeldifferenz ist. Der Vergleich dieses Modells mit den Pegeldaten erlaubt es dann, aus den Steigungen der Kurven und der Kenntnis der Oberfläche des Sielbeckens den Abfluss zu berechnen. Das Ergebnis ist übertragbar auf ähnliche Siele, bei denen ein Sielbecken vorhanden ist.

### Summary

A new method has been developed for the calculation of the water runoff from the East Frisian sluice ponds making use of the automated recording of the sluice pond levels. A simple model is used: the supply to the pond basin is treated as a second pond, where the water exchange between the two ponds is proportional to the level difference. From the comparison of the model results with the recorded levels, the runoff can be calculated from the slope of the curves and the known surface area of the sluice pond. The result is can be transferred to similar sluices where a pond exists.

### Inhalt

1.	Einführung	129
2.	Pegeldiagramme	131
3.	Modell	134
4.	Ergebnisse	138
5.	Diskussion	139
6.	Danksagung	140
7.	Schriftenverzeichnis	140

# 1. Einführung

Der Wasser- und Stoffhaushalt des niedersächsischen Wattenmeeres wird neben den Einträgen aus der Atmosphäre und den biologischen Umsetzungen auch durch die Einleitungen der Siele beeinflusst. Um die Nährstoffeinträge aus landwirtschaftlichen Nutzflächen und kommunalen Kläranlagen über die Siele quantifizieren zu können, ist die genaue Kenntnis der Wasserabflussmengen während der Sielöffnungszeiten notwendig.

Das Wasser in den Sielbecken enthält aufgrund seiner Herkunft teilweise hohe Nährstoffkonzentrationen, die den Nährstoffhaushalt des Wattenmeers negativ beeinflussen können (Abb. 1 u. 2).

Die Fläche der Wattenmeerbucht zwischen Langeoog und Baltrum ist etwa 90 km<sup>2</sup> groß, das Einzugsgebiet des Accumersiels 140 km<sup>2</sup> und das von Bensersiel 75 km<sup>2</sup> (NLWK, 2000).





Abb. 1: Siele in Ostfriesland



Abb. 2: Sielbecken Accumersiel. Mit roten Pfeilen markiert sind die wichtigsten Zuflüsse zum Sielbecken

Selbst wenn also der (als homogen über dem betrachteten Gebiet angenommene) Niederschlag über dem Festland zur Hälfte verdunstet, sind die Einträge aus den Sielen von der Menge her vergleichbar mit der Regenmenge, die direkt über dem Wasser niedergeht.

Die Abflussmenge während einer Öffnung des Sieltores (Sielzug) ist von Ämtern vereinzelt gemessen worden (NLWK, 2000). Dabei misst man die mittlere Abflussgeschwindigkeit mit ADCP und die Fläche, durch die das Wasser abfließt. Daraus ergibt sich ein Volumenstrom (für Accumersiel: 10,78 m<sup>3</sup>/s; NLWK, 2003), der dann noch mit der Dauer des Sielzuges multipliziert werden muss. Zusätzlich muss noch der Wert des Abflusses bei Pumpenbetrieb bestimmt werden (d.h. dann, wenn der natürliche Abfluss bei Niedrigwasser nicht ausreicht, etwa bei Sturmflut), der sich einfach aus der spezifizierten Förderrate der Pumpen, multipliziert mit der Pumpdauer, ergibt. Abflussmessungen dieser Art sind wegen der Geräteinstallation aufwendig und werden deshalb nicht automatisiert über längere Zeit betrieben. Außerdem hängt der austretende Volumenstrom von der Pegeldifferenz zwischen dem Binnen- und dem Außenpegel ab und kann deshalb unterschiedlich sein.

Es gibt weitere experimentelle und rechnerische Verfahren zur Bestimmung von Sielabflüssen (US DEPARTMENT OF THE INTERIOR, 1997; NEGM, 1998; MYNETT, 1999), die jedoch alle eine Kenntnis der geometrischen Bestimmungsgrößen des Sielbauwerks voraussetzen.

Ein weiteres Verfahren ist die Berechnung des Abflusses aus der Pegeldifferenz vor und nach der Sielöffnung, multipliziert mit der Oberfläche des Sielbeckens. Dabei geht man davon aus, dass das Sielbecken keine weiteren Zu- oder Abflüsse hat als eben den Ablauf ins Wattenmeer.

Dabei ergibt sich eine Ungenauigkeit: Während das Sieltor geöffnet ist und der Pegel sinkt, steigt der Zustrom aus den Zuflüssen stark an. Deshalb wird mit diesem Verfahren ein zu kleiner Wert für die Abflussmenge bestimmt. Im Extremfall (nach starken Regenfällen) sinkt der Pegel nicht, obwohl das Sieltor geöffnet ist, d.h. dieses Verfahren ergäbe einen Abflusswert von 0.

Ein besserer Wert für die Menge des abgelaufenen Wassers während einer Sielöffnung lässt sich aus einer Analyse der aufgezeichneten Sielpegel bestimmen. Dieses Verfahren, das im Folgenden beschrieben wird, hat den Vorteil, dass es ganz ohne Beobachtungen vor Ort auskommt. Das Verfahren wird beschrieben am Beispiel von Accumersiel, lässt sich aber ohne weiteres auf ähnlich gebaute Siele übertragen.

# 2. Pegeldiagramme

Die Pegel innerhalb und außerhalb des Accumer Siels an der ostfriesischen Küste sind seit Anfang des Jahres 2002 über Internet abzufragen und werden automatisch in Sechs-Minuten-Intervallen aufgezeichnet. In Abb. 3 werden Binnen- und Außenpegel dargestellt. Der Außenpegel zeigt dabei die Tidekurve; in der Abbildung ist der Übergang von Spring- zu Nipptide (4.8.02) und zurück deutlich sichtbar.

Außerdem ist zu sehen, dass der Binnenpegel des Sielbeckens – je nach den Bedürfnissen der Bewohner des Binnenlandes – in einem Rahmen zwischen ca. 400 und 450 cm festgehalten wird. Das Sieltor wird dazu – je nach Binnenpegel – kurz vor Niedrigwasser geöffnet bzw. öffnet sich automatisch. Im Normalfall wird das Siel nur geöffnet, wenn der Binnen- über dem Außenpegel liegt, weil dann die Differenz im Wasserpegel ausreicht, um das Sielwasser abfließen zu lassen. Wenn der Binnenpegel gesenkt werden muss, obwohl der Außenpegel über dem Binnenpegel liegt (etwa bei Sturmfluten oder nach besonders starken Regenfällen), werden Pumpen eingesetzt.



Die Pegelkurve hat bei einem Sielzug eine typische Form (Abb. 4): Vor dem Sielzug steigt der Pegel im Allgemeinen wegen des dauernden Zustroms aus Grund- und/oder Oberflächenwasser fast linear an. Während des Sielzugs fällt der Pegel stark ab, um nach Schließung des Tors zunächst schnell und dann langsam wieder anzusteigen. Diese Vorgänge lassen sich folgendermaßen erklären:

- 1. Vor dem Sielzug herrscht ein Fließgleichgewicht zwischen dem Zustrom aus dem Einzugsgebiet des Sielbeckens und dem Anstieg des Pegels: der Pegel steigt entsprechend dem Zustrom etwa linear an; die Strömungsgeschwindigkeiten sind klein.
- 2. Unmittelbar nach der Sielöffnung sinkt der Pegel fast linear ab; der Abfluss betrifft zunächst nur das Sielbecken.
- 3. Später reagiert auch das Einzugsgebiet durch verstärkten Zustrom; das Absinken des Pegels flacht ab.
- 4. Unmittelbar nach dem Schließen des Tors ist der erhöhte Zustrom aus dem Einzugsgebiet noch unverändert. Daher ist der Zustrom in das Sielbecken noch hoch, und der Pegel steigt schnell an.
- 5. Später wird der Fließgleichgewichts-Zustand zwischen Zufluss und Sielbecken allmählich wieder erreicht; der Zustand wie vor der Sielöffnung ist wieder hergestellt.

Aus Abb. 4 ist außerdem zu entnehmen, dass während des Sielzugs die Sielpegel innerhalb und außerhalb des Sieltores etwa gleichmäßig fallen, so dass man auch hier mit einem Quasi-Gleichgewicht (auf der Außenseite des Siels) und einer konstanten Abflussrate rechnen kann. Unmittelbar nach dem Schließen des Sieltores stellt sich durch Abfluss des ausgelaufenen Wassers der "natürliche" Außenpegel wieder ein.

Aus der Analyse des Pegel-Profils können Parameter des Wasseraustauschs zwischen den Zuflüssen und dem Sielbecken entnommen werden.

132



Abb. 4: Pegel Accumersiel während des Sielzugs. Der Außenpegel wird unmittelbar auf der Seeseite des Siels genommen und zeigt deshalb auch das ablaufende Wasser während der Sielöffnung an, weicht also leicht ab vom normalen Niedrigwasserstand des Wattenmeers. Die Zahlen beziehen sich auf die im Text erwähnten Phasen der Sielöffnung

Nimmt man zunächst einen konstanten Zulauf a an, so errechnet sich dieser – bei rechteckigem Querschnitt des Beckens – einfach aus der Oberfläche des Sielbeckens f und der Pegeldifferenz pro Zeiteinheit h:

 $a = f\dot{h}$ 

Die Annahme des rechteckigen Querschnitts erscheint gerechtfertigt, weil der Pegel des Sielbeckens in einem engen Rahmen konstant gehalten wird. Die Fläche f des Sielbeckens in Accumersiel ist aus Satellitenaufnahmen (s. Abb. 2) zu 117 000 m<sup>2</sup> bestimmt worden.

In Abb. 5 ist die so errechnete Größe des Zulaufs zusammen mit dem Niederschlag und dem Binnenpegel Accumersiel dargestellt. Der Niederschlag wurde mit einer automatischen Pfahlstation im Wattenmeer in der Nähe des Seegatts Accumer Ee gemessen.

Natürlich werden die errechneten Zuflusswerte während des Sielzüge negativ, weil der Pegel abnimmt. Daher sind die Werte während und bis zwei Stunden nach dem Sielzug in der Abbildung weggelassen worden.

Deutlich ist zu erkennen, dass der Zulauf im regenarmen September 2002 einen Minimalwert von ca. 2000 m<sup>3</sup>/Tag erreicht, um dann mit Einsetzen der Regenfälle Mitte Oktober bis auf max. 200.000 m<sup>3</sup>/Tag anzusteigen.

Mit dieser einfachen Modellvorstellung lässt sich jedoch der Abfluss aus dem Sielbecken nicht berechnen. Deshalb wird eine erweiterte Modellvorstellung verwendet, wie sie im Folgenden beschrieben wird.





# 3. Modell

Man nimmt an, dass die Kanäle, die dem Sielbecken (Becken 2) das Wasser zuführen, sich wie ein weiteres Becken (Becken 1) verhalten. Man betrachtet also zwei miteinander verbundene Becken (Abb. 6) mit den Wassertiefen  $h_1$  und  $h_2$  und den Oberflächen  $f_1$  und  $f_2$ . In Becken 1 tritt dauernd der Volumenstrom a ein, bei geöffnetem Sieltor tritt der Volumenstrom c aus Becken 2 aus.



Abb. 6: Modell

Bei ungleichem Pegelstand soll ein Übertritt von Wasser von Becken 1 in Becken 2 proportional zur Pegeldifferenz erfolgen. Die zeitliche Änderung der Beckenvolumina ist dann

$$V_1 = a - \alpha(h_1 - h_2)$$
  
$$\dot{V_2} = c + \alpha(h_1 - h_2)$$

mit der Proportionalitätskonstanten  $\alpha$ , die die Dimension m<sup>2</sup>/s hat. Die Pegeländerungen ergeben sich über die Oberflächen f<sub>i</sub> zu

$$\dot{h}_1 = a/f_1 - \alpha(h_1 - h_2)/f_1$$
  
 $\dot{h}_2 = -c/f_2 + \alpha(h_1 - h_2)/f_2$ 

Die Differenz der beiden Pegeländerungen ( $\Delta h = h_1 - h_2$ ) ist

$$\Delta \dot{\mathbf{h}} = \mathbf{a}/\mathbf{f}_1 + \mathbf{c}/\mathbf{f}_2 - \alpha \ \Delta \mathbf{h} \left(\frac{1}{\mathbf{f}_1} + \frac{1}{\mathbf{f}_2}\right).$$

Die zeitliche Änderung der Pegelstände ist also proportional zu den Pegelständen selbst; also muss die Lösung eine Exponentialfunktion sein.

Mit den Definitionen  $1/rfl = 1/f_1 + 1/f_2$  (rfl: reduzierte Fläche) und  $q = a/f_1 + c/f_2$  (zur Vereinfachung der Formeln) ist

$$\Delta h = \text{const.} \exp(-\frac{\alpha t}{rfl}) + \frac{q rfl}{\alpha}$$

die Lösung der Differentialgleichung. Eine einmal (z.B. durch Sielauslass) entstandene Pegeldifferenz klingt also exponentiell ab, wobei die Abklingzeit durch die Flächen der beiden Becken und die Kopplungskonstante  $\alpha$  bestimmt wird. Eine konstante Pegeldifferenz kann dann bestehen bleiben, wenn Zufluss oder Abfluss ungleich 0 sind bzw. sich nicht gegenseitig aufheben.

Bei abgeklungener Exponentialfunktion (nachdem nach einem Sielzug genug Zeit vergangen ist) ist also die Pegeldifferenz konstant (Fließgleichgewicht), wobei diese Konstante von Ablauf c und Zulauf a abhängt.

 $\dot{h}_2$  war proportional zur Pegeldifferenz

$$\Delta \dot{h} = a/f_1 + c/f_2 - \alpha \ \Delta h \left(\frac{1}{f_1} + \frac{1}{f_2}\right).$$

Bei bekanntem  $\Delta h$  (s.o.) lässt sich diese Gleichung integrieren zu

$$\mathbf{h}_2 = (\mathbf{q} \ \mathbf{rfl} - \mathbf{c}) \ \mathbf{t}/\mathbf{f}_2 + \left(\frac{\mathbf{q} \ \mathbf{rfl}^2}{\alpha \mathbf{f}_2} - \frac{\mathbf{q} \ \mathbf{rfl} \ \Delta \mathbf{h}_0}{\mathbf{f}_2}\right) \exp(-\frac{\alpha \mathbf{t}}{\mathbf{rfl}}) + \text{const.}.$$

Das ist eine Überlagerung einer Exponentialfunktion mit einer linearen Funktion, wobei die Amplituden (neben den geometrischen Gegebenheiten) wiederum von Ablauf und Zulauf abhängen. Dieses Verhalten ist auch unmittelbar aus Abb. 4 abzulesen: Sowohl vor dem Sielzug als auch in angemessener Zeit danach ist ein linearer Anstieg zu beobachten.

Um nun einen Bezug herzustellen zwischen dem theoretischen Modell und dem konkreten Abflussereignis, müssen aus der aufgezeichneten Pegelkurve Messgrößen abgeleitet werden, die mit dem Modell in Beziehung stehen. Dazu bieten sich die Steigungen der Kurve in den verschiedenen Phasen des Sielzugs an. Aus der obigen Formel müssen dazu die Steigungen der Pegelkurve errechnet werden, und zwar vor der Sielöffnung (Phase 1), unmittelbar nach der Sielöffnung (Phase 2) und unmittelbar nach Schließung des Sieltores (Phase 4), indem von der Exponentialfunktion jeweils nur der lineare Term berücksichtigt wird.

Phase 1: Vor der Sielöffnung ist der Abfluss c aus Becken 2 gleich null, und wir nehmen an, dass zwischen den beiden Becken ein Fließgleichgewicht besteht: Die Exponentialfunktionen sind auf Null abgeklungen. Dann ist die konstante Pegeldifferenz

$$\Delta h(t \not \mathbb{R} \ \infty) = \frac{q r f l}{\alpha} = \frac{a r f l}{f_1 \alpha},$$

und die Pegel steigen linear an:

$$h_2 = (q rfl - c) t/f_2 = \frac{a}{f_1 + f_2} t.$$

Phase 2: Wenn das Siel geöffnet wird, ist die Anfangssteigung

$$h_2(t \not \mathbb{E} \quad \mathsf{O}) = \left(\frac{a}{f_1 + f_2} - \frac{c}{f_2}\right) t.$$

Phase 4: Nach der Schließung des Siels gilt die Anfangssteigung

$$h_2(t \not \mathbb{E} \quad 0) = \frac{\Delta h_0 \alpha t}{f_2},$$

wobei  $\Delta h_0$  die während der Sielöffnung gewachsene Pegeldifferenz bedeutet. Diese lässt sich aus der vollständigen Lösung berechnen. Daraus ergibt sich

$$h_2 = \frac{a}{f_1 + f_2} t + \frac{c rfl}{f_2^2} \left( 1 - exp\left(-\frac{\alpha T}{rfl}\right) \right) t.$$

Die vier beobachtbaren Größen – Steigung vor der Sielöffnung, Anfangssteigung in Phase 2 und Phase 3 und Zeitkonstante der Abklingkurve – hängen also mit den Parametern des Modells wie folgt zusammen:

Steigung vor Sielöffnung:

$$\operatorname{st}_1 = \frac{\operatorname{a}}{\operatorname{f}_1 + \operatorname{f}_2} \operatorname{t}.$$

Anfangssteigung nach Sielöffnung:

$$st_2 = \frac{a}{f_1 + f_2} - \frac{c}{f_2}t.$$

Anfangssteigung nach Schließung des Tores:

$$st_{3} = \frac{a}{f_{1} + f_{2}} t + \frac{c rfl}{f_{2}^{2}} \left(1 - exp\left(-\frac{\alpha T}{rfl}\right)\right)t.$$

Zeitkonstante der Exponentialfunktion:

$$zk = \frac{\alpha}{rfl}$$
.

Die vier Unbekannten Abflussrate c, Austauschkonstante a, Fläche des ersten Beckens  $f_1$  und Zuflussrate a ergeben sich, bei bekannter Fläche des Sielbeckens  $f_2$ , aus den Messgrößen

$$c = (st_1 - st_2) f_2$$
  
rfl = 
$$\frac{st_3 - st_1}{1 - exp(-zk T)} \frac{f_2^2}{c}$$
$$f_1 = \frac{1}{\frac{1}{rfl} - \frac{1}{f_2}}$$
$$\alpha = zk rfl$$
$$a = st_1 (f_1 + f_2).$$

Die Gesamtmenge des ausgetretenen Wassers ergibt sich einfach aus der beobachteten Dauer des Sielzugs und der Abflussrate c. Diese wichtigste Größe hängt nur von der (als bekannt vorausgesetzten) Fläche des Sielbeckens und den Steigungen der Kurve vor und nach dem Öffnen des Sieltores ab. Diese Steigungen lassen sich wesentlich zuverlässiger bestimmen als die Zeitkonstante des Wiederanstiegs zk und die Steigung st<sub>3</sub>.

Als Beispiel sei nochmals die Abb. 4 betrachtet. Benötigt werden zur Berechnung des Abflusses die Steigungen des Binnenpegels vor und nach dem Öffnen des Sieltores und die Dauer des Sielzugs. Man beobachtet: Vor dem Sielzug steigt der Pegel um ca. 52 cm/Tag, zu Beginn des Sielzugs sinkt er um ca. 23 cm pro Stunde, also 545 cm/Tag, und die Dauer des Sielzugs lässt sich bestimmen zu 3 h 42 min. Daraus ergibt sich

$$c = (st_1 - st_2) f_2 = 8,1 m^3/s$$

als Abflussrate. Während des Sielzuges fließen also  $8,1 \text{ m}^3/\text{s} \cdot 3 \text{ h} 42 \text{ min} = 108 000 \text{ m}^3 \text{ ab}.$ 

# 4. Ergebnisse

Die errechneten Werte der Abflussrate und -menge für das Jahr 2002 sind in Abb. 7 dargestellt. Die Sprünge zwischen den Abflussraten sind darauf zurückzuführen, dass die Sielpegel nur im Abstand von ganzen cm gemessen werden können.

Die höheren Niederschläge in den Wintermonaten zeigen sich im Diagramm in häufigeren Sielöffnungen und höheren Abflussmengen. Im Sommer bleibt die abgelaufene Wassermenge pro Sielöffnung meist unter 100.000 m<sup>3</sup>, während im Winter über 300.000 m<sup>3</sup> erreicht werden können.



Abb. 7: Berechnete Abflussrate und Abflussmenge aus dem Sielbecken Accumersiel

Die starke Streuung ist sowohl auf Ungenauigkeiten in der Berechnung als auch auf reale Schwankungen zurückzuführen. Wenn etwa zwei Sielöffnungen unmittelbar hintereinander erfolgen oder Daten für eine gewisse Zeit ausfallen, ist eine zuverlässige Berechnung der Steigungen schwierig. Der Sielabfluss schwankt aber auch deshalb, weil die Abflussrate z.B. von der Differenz zwischen Binnen- und Außenpegel abhängt; diese Größen können unterschiedlich sein.

Auch andere Parameter des Modells gehen aus der Analyse hervor:

In Abb. 8 sind die Zuflussrate a und die Niederschlagsmenge dargestellt. Die Zuflussrate a in Becken 1 reflektiert direkt den Niederschlag; in der Abbildung ist zu sehen, dass die Zuflussrate innerhalb eines Tages auf erhöhten Niederschlag reagiert und in trockeneren Zeiten auf minimal 0,3 m<sup>3</sup>/s abfällt.



## 5. Diskussion

Die errechneten Abflussmengen müssten mit Messungen einzelner Abflussereignisse im Accumersiel verglichen werden. Leider ist ein solcher detaillierter Vergleich mit Messdaten nicht möglich, weil die Pegeldaten erst seit dem Anfang des Jahres 2002 zur Verfügung stehen und seitdem unseres Wissens nach keine Abflussmessungen aus Accumersiel veröffentlicht worden sind.

Eine Möglichkeit, das entwickelte Verfahren auf Plausibilität zu prüfen, ist ein Vergleich der mittleren Abflussmengen. Das NLWK Aurich (NLWK, 2000) gibt aus Messungen der Strömungsgeschwindigkeit und geometrischer Parameter eine – konstante – mittlere Abflussrate von ca. 11 m<sup>3</sup>/s an. Dies stimmt mit den mittleren Werten in Abb. 7 etwa überein. Die vorliegende Analyse erlaubt allerdings verschiedene Werte der Abflusskonstanten c; sie wird bei jeder Sielöffnung erneut berechnet.

Eine weitere Möglichkeit des Vergleichs ist folgende: Es lässt sich eine grobe Beziehung herstellen zwischen der Niederschlagsmenge pro Jahr und dem gesamten Sielabfluss im selben Zeitraum (Abb. 9).

Die Daten sind vom NLWK für die Jahre 1996–2000 erhoben worden. Der Messpunkt, der sich aus den errechneten Daten für das erste Halbjahr 2003 und den gemittelten Niederschlägen über Baltrum, Langeoog und Bensersiel für den denselben Zeitraum ergibt, liegt auf der Geraden durch die früheren Messungen und stimmt insoweit mit den bekannten Beziehungen überein.

Bemerkenswert ist, dass in dieser Analyse keine Annahmen über die Art und Weise des Sielabflusses getroffen wurden. Ob das Wasser durch Sielöffnung oder Pumpenbetrieb abläuft, hat dieselben Folgen für den Sielpegel, vorausgesetzt dass der Betrieb so lange auf-


Abb. 9: Korrelation zwischen jährlichem Niederschlag und jährlicher Abflussmenge für Accumersiel für die Jahre 1996–2000. Der größere graue Punkt links unten steht für die berechneten Werte des 1. Halbjahres 2003

rechterhalten wird, dass die Exponentialfunktionen so weit abklingen können, dass eine Analyse wie oben möglich wird.

Die vorliegende Analyse ist übertragbar auf andere Siele, bei denen ebenfalls ein Sielbecken existiert, etwa den Knock, der mit 340 km<sup>2</sup> das größte Einzugsgebiet in Ostfriesland entwässert.

## 6. Danksagung

Wir bedanken uns bei Herrn Edzards von der Deich- und Sielacht Esens, der uns den Zugang zu den Sielpegeln gestattet hat. Rolf Riethmüller hat mich bei der kritischen Durchsicht des Manuskripts unterstützt.

## 7. Schriftenverzeichnis

- MYNETT, A. E.: Hydroinformatics and its Applications at Delft Hydraulics. Journal of Hydroinformatics 01.2, pp. 83–102, 1999.
- NEGM, A. M.; ALHAMID, A. A.; EL-SAIAD, A. A.: Submerged Flow Below Sluice Gate With Sill. Proceedings of the 3rd International Conference on Hydro-Science and -Engineering, Brandenburg University of Technology at Cottbus, Cottbus/Berlin, Germany, August 31–September 3, 1998.
- NLWK: Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft und Küstenschutz, Betriebsstelle Aurich. Nährstoffeinträge in die Nordsee, Bericht, 2000.
- NLWK: persönliche Mitteilung von H. Rupert, NLWK Aurich, 2003.
- US DEPARTMENT OF THE INTERIOR, Bureau of Reclamation: Water Measurement Manual. Washington, D.C., 1997.

# Grundwasserstandsbeobachtungen im Bereich von Uferwänden und Baugruben an der Elbe und Westküste Schleswig-Holsteins

Von Helmut Temmler

## Zusammenfassung

Der Ansatz von Bemessungswasserständen für Spundwände an Ufereinfassungen in einem gut durchlässigen sandigen Untergrund im Tidebereich nach der Empfehlung E 19 (EAU) liegt nach den vorliegenden wenigen Messergebnissen i.a. etwas auf der unsicheren, teils auch auf der sicheren Seite. Der Stauwasserspiegel in/über bindigen Weichschichten kann im Falle einer dichten Uferwand näherungsweise dem MThw gleichgesetzt werden. Bei vorhandenen Leckagen nähert sich der Grundwasserspiegel dem jeweiligen Tidewasserstand an. Die Dämpfung des gespannten Tiefengrundwassers korreliert innerhalb einer Bandbreite geradlinig mit dem Tidewasserstand und kann danach für das Bemessungshochwasser realistisch abgeschätzt werden.

#### Summary

Measurements of the ground water level from 23 case records of the Geological Survey Schleswig-Holstein, later Landesamt für Natur und Umwelt S-H, Dept. of Geology and Soilsciences, show that recommendations of E 19 (EAU) in general somewhat underestimate the water pressure behind sheet pile walls within permeable sandy layers. The phreatic surface in an impermeable clay or in a permeable embankment over an impermeable soft stratum can be taken as nearly identical with the mean tide high water level (MThw). The attenuation of the confined groundwater correlates linearly with the tidal water level within certain margins and can thus be estimated reliably for determination of the design water level.

#### Inhalt

1.	Einleitung	141
2.	Ufereinfassungen	142
	2.1 Durchlässige sandige Hinterfüllungen	142
	2.2 Stauwasserspiegel auf schwer durchlässigen Weichschichten	147
	2.3 Gespannter Grundwasserspiegel	159
3.	Schlussfolgerungen	180
4.	Danksagung	182
5.	Schriftenverzeichnis	182

#### 1. Einleitung

Während der Grundwasserspiegel normalerweise als Folge unterschiedlicher Witterungsbedingungen jahreszeitlichen kurz- und mittelfristigen Schwankungen unterliegt, kann er in Tidegebieten – abhängig vom Bodenaufbau, der morphologischen Situation und der Durchlässigkeit des Untergrundes – zusätzlich durch den unterschiedlichen Außenwasserstand beeinflusst werden (E58 EAU, 1996). Für die erdstatischen Bemessungen sind i.d.R.

Grenzwerte maßgebend, die bei Kenntnis der jeweiligen Schwankungsbreite zutreffender eingeschätzt werden können.

Die wechselnden Wasserstände erschweren eine genauere Beobachtung bei Aufschlussbohrungen, zumal im Küstengebiet neben einem oberen Grundwasserhorizont als Stauwasserspiegel auf oder in einem schwer durchlässigen Boden (Klei) – der sich erst nach einer Unterbrechung der Bohrarbeiten um mehrere Stunden auf seinen quasistationären Zustand einstellt – zumindest ein weiterer gespannter Grundwasserhorizont im tiefer gelegenen eiszeitlichen Sand vorhanden ist. Im offenen Bohrrohr bilden beide zusammen einen Mischwasserspiegel, der hinsichtlich seiner Höhenlage und zeitlichen Schwankungen für keinen der beiden echten Wasserspiegel repräsentativ ist.

Wegen der großen Bedeutung einer gesicherten Aussage über die wirklichen Grundwasserverhältnisse wurden bei der geotechnischen Begutachtung größerer Bauvorhaben durch den Verfasser vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein, später Landesamt für Natur und Umwelt, Abt. Geologie und Boden, vielfach Peilbrunnen installiert und die Grundwasserschwankungen für die Beurteilung

• der Trockenlegung von Baugruben in Tidegebieten durch Grundwasserabsenkung,

• des Wasserdrucks auf Spundwandbauwerke in Tidehäfen und

• der Sicherheit gegen hydraulischen Sohlaufbruch bei tiefen Baugruben in bindigen Böden direkt gemessen. Einige Messdaten wurden von Ing.-Büros zur Verfügung gestellt. Nachfolgend werden die Ergebnisse von insgesamt 23 Fallstudien dargestellt.

# 2. Ufereinfassungen

# 2.1 Durchlässige sandige Hinterfüllungen

## Hafen List/Sylt

Das dortige Hafengelände wurde in den 30er-Jahren bis auf die heutige Geländeoberfläche (NN +2,1 bis 4,6 m) aufgefüllt (Abb. 1). Unter der sandigen Aufschüttung stehen bis in große Tiefe Dünen-, Strand- und Meeressande an. Die Körnung reicht vom Kies führenden Mittel- und Grobsand bis zum schwach mittelsandigen, teilweise etwas Schluff haltigen



Abb. 1: Lageplan des Hafens List/Sylt mit Bohrprofil und Lage der Filterstrecke



Abb. 2: Ganglinien vom Tide- und Grundwasserspiegel im Hafen List/Sylt



Abb. 3: Beziehung zwischen Dämpfung und Tidewasserspiegel im Hafen List

Feinsand mit vereinzelten Kleistreifen. Die in einem Peilbrunnen gemessenen Veränderungen des Grundwasserspiegels verlaufen gegenüber den Tideschwankungen gedämpft, jedoch im gleichen zeitlichen Rhythmus (Abb. 2).

Die Bemessungswasserstände mit der zugehörigen Dämpfung des Grundwasserspiegels im Hafen List sind

	m NN	Dämpfung
HHThw	+4,05	-4,00 m
MThw	+0,72	−1,50 m
MTnw	-1,03	+1,00 m
MSpTnw (= SKN)	-1,14	+1,60 m
NNTnw	-2,88	+3,45 m

Der rechnerische und gemessene Wasserüberdruck auf die Spundwand ergab sich wie folgt:

Lastfall gem. E 18 (EAU)	Situation		Wasserüberdruck h <sub>wü</sub> (m)
	nach Bild E 19-2 (EAU)		nach Messdaten
1 2 3	3 a 3 b 3 c	1,29 1,86 2,05	1,60 2,55 1,10

Tab. 1: Wasserüberdruck auf die Spundwand im Hafen List

# Hafenbecken III Büsum

Die vorhandene Spundwand musste wegen der geplanten Vertiefung des Hafenbeckens III um 1,50 m durch einen Neubau ersetzt werden (Abb. 4). Unter rd. 6 m Schluffsand-Auffüllungen mit örtlichen Schlickeinlagerungen stehen schwach schluffige Wattenfeinsande in großer Mächtigkeit an. Abb. 5 zeigt typische Ganglinien der Tide und des in einem Peilbrunnen gemessenen Grundwasserspiegels und die Abb. 6 die Dämpfung des Grundwasserspiegels als Spiegelhöhendifferenzen außen und innen für die Messzeiten vom 9.–13.12.1988, 5.1.– 27.2.1989 und 5.–6.4.1989.



Abb. 4: Lageplan mit Bohrprofil Hafen Büsum

Die Bemessungswasserstände mit der zugehörigen Dämpfung des Grundwasserspiegels im Hafen Büsum sind

	m NN	Dämpfung
HHThw	(+5,15)*+2,20	(−3,65)*−1,20 m
MThw	+1,52	–0,55 m
MTnw	-1,70	+2,20 m
MSpTnw (= SKN)	-2,20	+2,50 m
NNTnw	-3,35	+3,45 m

\* bei geschlossenem Schleusen-Fluttor



Abb. 5: Ganglinien von Tide- und Grundwasserspiegel im Hafen Büsum



Abb. 6: Beziehung zwischen Tide- und Grundwasserspiegel im Hafen Büsum

Die Vergleichsuntersuchungen mit der EAU ergaben

Lastfall gem. E 18 (EAU)	Situation		Wasserüberdruck $h_{w\ddot{u}}$ (m)
	nach Bild E 19-2 (EAU)		nach Messdaten
1 2 3	3 a 3 b 3 c	2,21 3,22 3,42	2,50 3,45 2,85

Tab. 2: Wasserdruck auf die Spundwand im Hafen Büsum

## Elbehafen Brunsbüttel

Im Zuge der Standsicherheitsbeurteilung der vorhandenen Uferwand des Elbehafens durch die Grundbauingenieure STEINFELD u. PARTNER (Bericht Nr. 07328 v. 1.10.1996) wurden die im Juli 1996 in einem Peilbrunnen und der Elbe gemessenen Wasserstände ausgewertet (Abb. 7: Lage der Untersuchungsstelle mit dem Bohrprofil des Brunnens). Die Beziehung zwischen dem Grund- und Elbewasserspiegel bei Tideniedrigwasser ist in der Abb. 8 dargestellt. Die allgemeine Situation am Elbehafen lässt sich wie folgt beschreiben:

- Oberkante Umschlagfläche +6,60 m NN
- Sohlentiefe Hafen Westabschnitt –16,0 m NN, Ostabschnitt –15,0 m NN
- Uferwand aus tiefreichenden Tragbohlen PSp 900 und 600, Rohr ( $\Delta$  914,4 mm) mit zwischen- stehenden, bis –21,5 m NN gerammten PSt-Füllbohlen
- Bodenersatz bis i.M. –22,0 m NN wasserseitig der Kaje auf rd. 30 m Breite, landseitig ca. 75 m Breite mit allseits anschließenden, unter 1:3 geneigten Böschungen



Abb. 7: Lageplan mit Bohrprofil und Peilbrunnenausbau am Elbehafen Brunsbüttel (aus STEINFELD et al., 1996)

	Die Bemessungswasserstände mit der	zugehörigen	Dämpfung des	Grundwassers	piegels
sinc					

	m NN	Dämpfung	
HHThw	+5,42	-4,65 m	
MThw	+1,43	–1,07 m	
MTnw	-1,30	+1,30 m	
MSpTnw (= SKN)	-1,48	+1,50 m	
NNTnw	-3,70	+3,42 m	



Abb. 8: Beziehung zwischen Grund- und Tidewasserspiegel am Elbehafen Brunsbüttel (aus STEINFELD et al., 1996)

Die Vergleichsuntersuchungen mit der EAU ergaben

Lastfall gem. E 18 (EAU)	Situation		Wasserüberdruck h <sub>wü</sub> (m)
	nach Bild E 19-2 (EAU)		nach Messdaten
1 2 3	3 a 3 b 3 c	1,85 3,80 3,03	1,40 m 3,42 m 2,07 m

Tab. 3: Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Wasserdrücken am Elbehafen

Der dem Dämpfungsmaß entsprechende Wasserdruck im LF 2 auf die Uferwand liegt am Hafen List um 37 % und im Hafen Büsum um 33 % über dem nach der Empfehlung E 19 der EAU 1996 berechneten Zahlenwert, am Elbehafen Brunsbüttel jedoch um 35 % darunter.

## 2.2 Stauwasserspiegel auf schwer durchlässigen Weichschichten

#### Binnenhafen Husum

Bei der Baugrunduntersuchung zur Sanierung der über 100-jährigen Kaimauern im Husumer Binnenhafen (Abb. 9) wurden im Abstand von 240 m zwei jeweils 4 m tiefe Bohrungen als Kleinbrunnen ausgebaut und mit Schreibpegeln versehen (Abb. 10).





Abb. 9: Lageplan Binnenhafen Husum



Abb. 10: Bohrprofile der Peilbrunnen mit Lage der Filterstrecken im Binnenhafen Husum



Abb. 11: Zeitlicher Verlauf des Tide- und Grundwasserstandes im Binnenhafen Husum

In den aufgefüllten Deckschichten ist ein oberflächennaher, mit der Tide schwankender Grundwasserhorizont vorhanden. Bei dem westlichen, bei Stat. 100 in der Hafenstraße gelegenen Brunnen schwanken die Amplituden benachbarter Grundwasserhöchst- und -tiefststände zwischen 23 und 32 cm; beim Peilbrunnen im innersten Hafenbereich bei Stat. 340 nur noch zwischen 5 und 10 cm. Diese täglichen tidebedingten Grundwasserschwankungen werden von flachwelligen Spiegeländerungen überlagert, deren Zyklen in der Größenordnung zwischen einer und mehreren Wochen liegen. Ihre Amplituden sind deutlich größer als die tidebedingten Schwankungen (Abb. 11). Die Dämpfung des Grundwasserspiegels korreliert nur geringfügig (Peilbr. 100) oder gar nicht (Peilbr. 340) mit dem Hafenwasserstand (Abb. 13 u. 14). Die Grundwasserstandsmaxima und -minima treten gegenüber den Tideschwankungen im benachbarten Binnenhafen um 1,5 bis 2,5 Stunden zeitverzögert ein.

Die beiden Messstellen am Binnenhafen Husum liegen abweichend von allen anderen genannten Beispielen in unmittelbarer Nähe zur etwas höher gelegenen Geest mit teilweise durchlässigem Untergrund und einem offensichtlich bedeutenden Grundwasserzufluss zur Mühlenau und zum Binnenhafen mit seinen um 1890 gemauerten, inzwischen undichten, teilweise unterläufigen Uferwänden. Auch wechselt die Zusammensetzung innerhalb der aufgefüllten Deckschichten auf kürzeste Entfernungen beträchtlich. Alle diese Einflüsse sind nicht genau zu quantifizieren und die Messergebnisse vom Binnenhafen Husum deshalb für Grundwasserstände hinter Uferwänden nicht repräsentativ.





Abb. 12: Grundwasserstandsveränderungen am Binnenhafen Husum



Abb. 13: Dämpfung des Grundwasserspiegels im Peilbrunnen 100 im Binnenhafen Husum



Abb. 14: Dämpfung des Grundwasserspiegels im Peilbrunnen 340 im Binnenhafen Husum

## Fischereikaje Außenhafen Husum

Die vorhandene Kajenwand wurde seinerzeit gemäß E 19 (EAU) = +0,07 m NN statisch bemessen. Baugrunduntersuchungen für einen Neubau (Abb. 15) ergaben einen Stauwasserspiegel bei +1,60 m NN. Zur Überprüfung der Sachlage wurden direkt hinter der Uferwand zwei Peilbrunnen installiert und die Grundwasserstände mit dem zugehörigen Tidewasserstand im Hafen über einen Monat täglich gemessen (Abb. 16).



Abb. 15: Lageplan mit Bohrprofil an der Fischereikaje Husum



Abb. 16: Verlauf der gemessenen Wasserstände an der Fischereikaje im Außenhafen Husum

Zwischen dem gemessenen Grundwasserspiegel und dem stark schwankenden Tideniveau existiert keinerlei Beziehung.



Abb. 17: Zeitliche Veränderungen des Grundwasserstandes in der Fischereikaje am Außenhafen Husum



Abb. 18: Dämpfung des Grundwasserspiegels an der Fischereikaje am Außenhafen Husum

Die Bemessungswasserstände mit der zugehörigen Dämpfung des Grundwasserspiegels sind

	m NN	Dämpfung
HHThw	(+5,42) +2,90*	(-4,20) -1,45 *m
MThw	+1,67	-0,20 m
MTnw	-1,80	+3,20 m
MSpTnw (= SKN)	-2,20	+3,65 m
NNTnw	-4,30	+5,75 m

\* bei geschlossenem Schleusen-Fluttor

Im Peilbrunnen 2 wurde zunächst ein etwas höherer Grundwasserstand als im Brunnen 1 registriert. Später näherten sich beide Wasserstände auf einen Mittelwert von +1,45 m NN (ca. 20 cm unter MThw) an; dies ist gleichzeitig der Bemessungswert für das gesamte Tidespektrum (Abb. 18).

## Hafen Tönning

Bei der Baugrunduntersuchung zur Sanierung schadhafter Spundwände im Tönninger Hafen wurde bei einem im Einzelnen sehr unregelmäßigen Bodenaufbau das oberflächennahe Grundwasser auf der Hafennordseite bei etwa +1,10 m NN angetroffen (Abb. 19). Zur Absicherung der Grundwasserverhältnisse wurde eine 4 m tiefe Rammkernsondierbohrung als Kleinfilterbrunnen ausgebaut.



Abb. 19: Lageplan mit Bohrprofil und Lage der Filterstrecke im Hafen Tönning



Abb. 20: Schwankungen des Grundwasserspiegels an der Nordkaje des Hafens Tönning

Die vom Hafenmeister in der Anfangsphase in stündlichen Abständen vorgenommenen Messungen des Hafen- und Grundwasserspiegels ergaben auch hier geringe tidebedingte Tagesschwankungen (Abb. 20) mit größeren mittelfristigen Veränderungen (Abb. 20 u. 21). Sie führten wie der Vergleich allein der Wasserstandsmaxima und -minima aus den späteren täglichen Kontrollen zu einer identischen Korrelation zwischen der Dämpfung des Grundwasserspiegels und dem Außenwasserstand (Abb. 22). Die Bemessungswasserstände mit der zugehörigen Dämpfung des Grundwasserspiegels sind:

	m NN	Dämpfung
MThw MTnw MSpTnw (= SKN) NNTnw	+1,12 -1,24 -1,50 -2,03	+0,40 m +2,70 m +2,95 m +3,50 m



Abb. 21: Zeitlicher Verlauf des oberen Grundwasserspiegels im Hafen Tönning



Abb. 22: Dämpfung des oberen Grundwasserspiegels am Hafen Tönning

Aus dem Diagramm der Abb. 22 ergab sich für den nördlichen Hafenbereich ein einheitlicher Bemessungswasserstand hinter der Uferwand von +1,50 m NN (= 0,4 m über dem MThw).

## Binnenhafen Glückstadt

Im Zuge der Standsicherheitsüberprüfung der vorhandenen Uferwände des Glückstädter Binnenhafens wurden innerhalb der aufgefüllten sandigen Deckschicht 5 Peilbrunnen installiert (Abb. 23). Die Ergebnisse der vom ALR Itzehoe in der Zeit vom 3.11. bis 3.12.1997 ausgeführten Wasserstandsmessungen sind im Bericht Ki 97-694/5.12.1997 des Ing.-Büros



Abb. 23: Lage der Grundwassermessstellen am Binnenhafen Glückstadt

IGB Kiel (OVERBECK, 1997) tabellarisch dokumentiert und in ihrem Verlauf ausgewertet. Der Wasserspiegel im Glückstädter Binnenhafen ist wegen des i.d.R. geschlossenen Sperrwerkes Tide unabhängig. Dennoch ergeben sich durch die erhebliche Brauchwasserentnahme für die benachbarte Papierfabrik mit zwischenzeitlicher Wiederauffüllung des abgesenkten Hafenwasserspiegels mit Elbwasser deutliche Höhenschwankungen des Außenwasserstandes (Abb. 24).



Abb. 24: Zeitlicher Verlauf der Wasserstände am Glückstädter Binnenhafen

Die Höhenunterschiede zwischen dem Hafen- und Grundwasserstand hinter der Uferwand (= Dämpfung des oberen Grundwasserleiters) sind in der Abb. 25 für die einzelnen Pegelstellen grafisch dargestellt und die verschiedenen Messergebnisse zusätzlich in der Tab. 5 zusammengefasst.



Abb. 25: Dämpfung des oberen Grundwasserspiegels am Glückstädter Binnenhafen

	Pegel 1	Pegel 2	Pegel 3	Pegel 4	Pegel 5
GOK (m NN)	+2,50	+2,56	+2,59	+3,21	+2,54
max. Wsp.	+1,54	+1,73	+1,45	+1,59	+1,49
min. Wsp.	+0,97	+0,90	+0,46	+1,10	+1,21
Dämpfung beim Hafen- Wsp. +1,5 m NN	0,20 m	–0,30 bis 0,60 m	0,10 bis 0,30 m	0,00 m	0,15 m
D beim Hafen-Wsp. +0,5 m NN	-0,60 m	-0,90 m	0,00 m	-0,70 m	-0,75 m
Wasserdruck (t) bei +0,15 m NN	1,30	1,55	0,60	1,20	1,35
Wasserdruck (t) bei –1,20 m NN	2,30	2,60 bis 3,05	1,85 bis 2,00	2,10	2,50

Tab. 5: Messdaten des Stauwasserspiegels am Glückstädter Binn-	enhafen
--	---------

Aus den Messergebnissen lassen sich die folgenden Schlüsse ziehen:

- die maximale Grundwasserspiegelhöhe ist unabhängig vom örtlichen Geländeniveau
- die täglichen Schwankungen des Grundwasserspiegels betragen max. 1–2 dm
- die Brunnen 1, 4 und 5 zeigen eine lineare Beziehung zwischen der Dämpfung des Stauwasserspiegels und dem Hafenwasserstand. Beim Br. 2 sind bei Außenwasserständen >+1,0 m NN zwei etwas unterschiedliche Korrelationen möglich
- die Ganglinie des Brunnens 3 lehnt sich in ihrem Verlauf mit einer anomal geringen Dämpfung des oberen Grundwasserspiegels, abweichend von allen anderen Messstellen, stark an die Schwankungen des Hafenwasserspiegels an (Abb. 24). Dies lässt auf eine größere Undichtigkeit der vorhandenen Uferwand in der Nähe des Brunnens 3 schließen.
- bei allen anderen Brunnen ergab sich für den tiefsten gemessenen Hafenwasserstand von +0,15 m NN ein zahlenmäßig etwas unter dem MThw liegendes Dämpfungsmaß von i.M. 1,35 m. Für einen Hafenwasserstand entsprechend dem MTnw von –1,22 m NN führte die Extrapolation der Messdaten zu einem vergleichbaren Wasserdruck auf die Uferwand wie im Hafen Tönning.

#### 2.3 Gespannter Grundwasserspiegel

#### Deichsiel F.W. Lübkekoog

Die Baugrube für das neue, im Zuge der Deichverstärkung erforderliche Schöpfwerk schneidet mit einer Kote von –4,0 m NN verhältnismäßig tief in den Untergrund ein, wobei die unterlagernden Weichschichten ab einer Tiefe von –5,4 m NN von wasserführenden pleistozänen Fein- und Mittelsanden unterlagert werden. Das gespannte tiefere Grundwasserstockwerk steht seewärts in hydraulischem Kontakt zum Tidewasserspiegel der Nordsee. Zur Berechnung der Auftriebssicherheit der Baugrubensohle war die genaue Kenntnis der Grundwasserverhältnisse wichtig, die deshalb vom 1.12.2000 bis 21.4.2002 in einem mit einem Schreibpegel versehenen Brunnen überprüft wurden (Abb. 26). Der gespannte Grundwasserspiegel zeigt gegenüber der Tide die erwartete starke Dämpfung (Abb. 27 und 28). Die



Abb. 26: Lageplan mit Bohrprofil und Lage der Filterstrecke am Schöpfwerk F.W. Lübkekoog



Abb. 27: Grund- vs. Tidehochwasser am Schöpfwerk F.W. Lübkekoog



Abb. 28: Dämpfung des Tiefengrundwasserspiegels am Schöpfwerk F.W. Lübkekoog

bei gleichem Tidewasserstand etwas unterschiedliche Dämpfung des gespannten Tiefengrundwassers hängt mit den bei den Messungen nicht berücksichtigten Veränderungen des Luftdrucks zusammen. Für den höchsten bisher gemessenen Sturmflutwasserstand in Dagebüll (NN +4,72 m) ergibt sich ein maximaler Brunnenwasserstand am Schöpfwerk F. W. Lübkekoog von +0,85 m NN (Abb. 27 + 28).

#### Bauinsel Holmer Siel bei Nordstrand

Bei den Gründungsarbeiten für das am Rand des damaligen Tidestroms "Holmer Fähre" gelegenen Bauwerkes Holmer Siel im Zuge der Vordeichung der Nordstrander Bucht war beim versehentlichen Durchrammen der verhältnismäßig geringmächtigen bindigen Eemschicht gespanntes Tiefengrundwasser angeschnitten worden. An der Schadensstelle wurde zu dessen Entspannung der Brunnen B 17 installiert (Abb. 29 u. 30).

Die Hauptzahlen der Wasserstände im Tidestrom "Holmer Fähre" sind

HHThw	+5,70 m NN
MThw	+1,45 m NN
MTnw	–1,85 m NN
MSpTnw	–2,23 m NN
NNTnw	-3,50 m NN

Der Vergleich der Wasserstandsmessungen in B 17 mit dem Tideschreibpegel "Holmer Fähre" zeigte, dass die Tide den Wasserdruck im gespannten Wasserleiter erheblich beeinflusst. In erster Näherung wurde davon ausgegangen, dass die Nulldruckfläche des Tiefengrundwassers etwa dem jeweiligen Tidewasserstand in der umgebenden Nordsee entspricht. Ohne Ansatz einer Dämpfung zwischen Tide- und Druckwasserspiegel war für Außenwasserstände über +0,7 m NN keine Auftriebssicherheit der tiefen, auf dem Niveau –4,60 m NN gelegenen Baugrubensohle gegeben. Zur Klärung der erforderlichen Anzahl von Entspannungsbrunnen wurden zunächst 3 Peilbrunnen abgeteuft und zusätzlich 3 Entlastungsbrunnen (E1, E2 + E4) eingerichtet, in der Untersuchungsphase nacheinander zugeschaltet und am 29.3.85 gemeinsam mit dem Brunnen B 17 in Betrieb genommen (SCHMIDT, 1985).

Wegen der kurzen Messphasen (22.–29.3. und 4.–8.4.85) wurde beim Vergleich des Grund- und Nordseewasserspiegels der gesamte Bereich der Tidekurve berücksichtigt.





Abb. 30: Querschnitt der Bauinsel Holmer Siel mit kennzeichnendem Bodenprofil



Abb. 31: Dämpfung des gespannten Grundwasserspiegels im Ruhezustand und bei voller Pumpenleistung der Brunnen B 17, E 1, E 2 + E 4 Bauinsel Holmer Siel



Abb. 32: Tide- und gespannter Grundwasserspiegel im Ruhezustand und bei voller Pumpenleistung der Brunnen B 17, E 1, E 2 + E 4 Holmer Siel

Zwischen dem Tide- und Druckwasserspiegel besteht trotz der Lage der Baustelle inmitten der Nordsee bei allen Außenwasserständen eine mit der Höhe des Tidewasserspiegels abnehmende Dämpfung (Abb. 31). Die Schwankungsbreite der Dämpfung bei gleichem Außenwasserstand von rd. 0,4 m im Ruhezustand ist wahrscheinlich auf den nicht berücksichtigten Einfluss von Luftdruckschwankungen während der Messphase zurückzuführen.

Mit jedem zugeschalteten Förderbrunnen verschiebt sich die Dämpfungsrate i.M. um 0,75 m nach oben. Mit Hilfe der 4 Förderbrunnen gelang es, das Tiefengrundwasser so weit zu entspannen, dass nach einer Extrapolation der Messwertkurven das Entspannungsziel von D = 5,15 m in der Baugrube für ein angenommenes Sturmflut-Bemessungshochwasser von +5,50 m NN erreicht werden konnte. Bei voller Pumpenlast und einem Absenkmaß von -3,5 m NN in der Baugrube betrug die durchschnittlich geförderte Wassermenge 400 cbm/h.

Die gespannten Grundwasserstandsmaxima und -minima traten generell zwischen 5 und 37 Minuten verspätet gegenüber der Tide auf, wobei die Grundwasserentnahme in den Förderbrunnen auf den Betrag der Phasenverschiebung keinen Einfluss hatte.

#### Laglumsiel/Insel Föhr

Im Zuge der Deichverstärkung auf der Insel Föhr war nördlich von Wyk der Neubau des Laglumsiels erforderlich. Die Lage des Bauwerkes bei Dkm 1+140 und der dortige Bodenaufbau sind aus der Abb. 33 ersichtlich.

Die Hauptzahlen der Wasserstände im Hafen Wyk sind

HHThw	+4,52 m NN
MSpThw	+1,38 m NN
MThw	+1,29 m NN
MTnw	–1,47 m NN
MSpTnw	–1,69 m NN
NNTnw	–2,10 m NN

Im eiszeitlichen Sand ist ein gespannter Grundwasserspiegel vorhanden, dessen Druckhöhe mit geringer, leicht schwankender Phasenverschiebung amplitudengedämpft mit dem Tidewasserspiegel variiert. Der gespannte Grundwasserspiegel liegt bei Tnw über, bei Thw unter dem Außenwasserstand. In der Abb. 34 ist für den mit einem Schreibpegel ausgerüsteten Peilbrunnen neben dem alten Sieleinlauf das Maß der Dämpfung als Spiegeldifferenz zwischen dem Tide- und Grundwasserstand gegen den zugehörigen Außenwasserstand aufgetragen.



Abb. 33: Lageplan mit Bohrprofil und Lage der Filterstrecke am Laglumsiel/Föhr



Abb. 34: Dämpfung des tiefen Grundwasserspiegels vs. Tidewasserstand am Laglumsiel

Die kurzfristig (für eine einwöchige Messperiode) auf einer Ausgleichsgeraden liegenden Messwerte der Dämpfung werden von mittelfristigen Schwankungen überlagert, die während der insgesamt 2-monatigen Messphase eine Verschiebung der Spiegeldifferenz bei gleichem Tidewasserstand um etwa 50 cm ergab. Wegen zu hoch eingestellter Empfindlichkeit des Pegelschreibers stieß der Messstift des Schreibpegels verschiedene Male an die Begrenzung der Pegelplattform, was z.T. eine Nullpunktverschiebung bis in dm-Größe (max. 47 cm) zur Folge hatte. Ein Teil der Messdaten wurde daher bei der Auswertung nicht verwendet. Ein zusätzlicher Messfehler kann durch die nicht berücksichtigten Luftdruckschwankungen entstanden sein. Für die Berechnung der Auftriebssicherheit der Baugrube mit einem Bemessungswasserstand Thw = +2,50 m NN wurde damit ein gespannter Grundwasserspiegel von +1,30 m NN angesetzt.



Abb. 35: Brunnen- vs. Tidehochwasser am Laglumsiel

Wegen der tiefen Lage der Gründungssohle von –2,85 m NN (im Auslauf –3,25 m NN) war eine Entspannung des tiefen Grundwasserstockwerkes erforderlich. Zur genauen Bemessung der Absenkanlage wurden mehrere Peil- und Förderbrunnen installiert und zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit des Sandes im Bereich der Filterstrecke zwei *Pumpversuche* ausgeführt (TEMMLER, 1994). Die vor Versuchsbeginn am 10.6.1993 ausgeführte Einmessung des Grundwasserspiegels ergab kurz vor dem Tideniedrigwasserstand (12,20 h) ein geringfügiges Absinken der Nulldruckfläche von –0,82 m NN am landseitigen Deichfuß bis auf –0,90 m NN unter der Deichkrone (BW-Mitte). Bei der zweiten Messung am 16.6.93 (11.30 h) kurz vor dem Hochwassermaximum wurde unter der Deichaußenböschung eine flach (NN +0,36 bis +0,27 m), landwärts steiler bis auf +0,05 m NN abfallende GW-Nulldruckfläche registriert (Abb. 36). Auch der etwas stärkere Grundwasseranstieg in den seeseitigen Förderbrunnen 7 und 8 gegenüber den landnäheren Brunnen 1 und 2 (Abb. 33) bei einer Änderung des Tidehochwasserspegels um 1,0 m sprechen dafür, dass das gespannte Grundwasser im Bauwerksbereich im Wesentlichen von der unmittelbar angrenzenden Nordsee her gespeist wird.



Abb. 36: Verlauf der GW-Nulldruckfläche am Laglumsiel bei Thw am 16.6.1993 (11.30 h)

#### Bauhofdock Husum

Im Rahmen der Grundinstandsetzung des Bauhofdocks am Außenhafen Husum kam dem Grundwasserdruck auf die Docksohle eine besondere Bedeutung zu. In den bindigen Weichschichten ist ein *oberflächennaher Stauwasserspiegel* entwickelt, der mit jahreszeitlichen, niederschlagsabhängigen Schwankungen der unterschiedlichen Geländehöhe folgt (Abb. 37). Die gemessenen Grundwasserstände entsprechen einer normalen, parabelförmigen Sickerlinie mit der Docksohle (NN –0,66 bis –1,16 m) als Vorflut.



Abb. 37: Lageplan und Bohrprofil mit Lage der Filterstrecke am Bauhofdock Husum

165



Abb. 38: Schwankungen des Tide- und Tiefengrundwassers vom 12.-14.2.1990 am Bauhofdock Husum

Die Sande im Liegenden der Weichschicht führen *gespanntes Grundwasser*. In der Abb. 38 sind für den Zeitraum vom 12.–14.2.90 die am Schreibpegel gemessenen Druckschwankungen im gespannten Wasserleiter gegen die Tideschwankungen am Sperrwerk vor dem Husumer Außenhafen aufgetragen.



Abb. 39: Mittelfristiger Verlauf der Wasserstände am Bauhofdock Husum

Die Auswertung sämtlicher Messungen vermittelt die folgenden Erkenntnisse:

• Die Veränderungen des Druckwasserspiegels verlaufen gegenüber den Tideschwankungen stark gedämpft. Während das GW-Minimum auf die Veränderungen des Tideminimums deutlich reagiert, z.B. ein anormal hohes Niedrigwasser zwischen zwei Sturmtiden einen erheblichen Anstieg des gespannten Grundwasserspiegels um rd. 80 cm zur Folge

166

hatte, zeigt der Maximalwert im Brunnen unabhängig von den beträchtlichen Schwankungen des Tidehochwassers (einschließlich einer vor dem Sperrwerk bis auf NN +4,90 m aufgelaufenen Sturmflut) nur geringe Höhendifferenzen zwischen +0,50 und +0,85 m NN

- Die Eintrittszeiten des höchsten/tiefsten Grundwasserspiegels streuen gegenüber dem Zeitpunkt des zugehörigen Tidemaximums bzw. -minimums teilweise erheblich mit +/- Abweichungen bis zu 3 Stunden
- Das in der hochgelegenen sandigen Geest versickernde Niederschlagswasser strömt teils über die freien Vorfluter (Husumer Au), teils unterirdisch zum Hafen. Der seewärts verlaufende Grundwasserstrom wird durch das Tidehochwasser zeitweise gebremst, zum anderen von einer tideabhängigen, landwärts gerichteten Druckwelle überlagert.



Abb. 40: Grundwasser- vs. Tidewasserstand am Bauhofdock Husum

In der Abb. 40 ist von dem Messzeitraum vom 29.1.–26.3.90 die Dämpfung des Grundwasserspiegels gegen den zugehörigen Tidescheitelwasserstand aufgetragen. Für alle Außenwasserstände < +2,0 m NN ergab sich eine annähernd geradlinige Beziehung zwischen beiden Wasserständen. Bei höherem Tidewasserstand in der Nordsee und geschlossenem Sperrwerk vor dem Außenhafen 600 m westlich des Docks steigt der gespannte GW-spiegel nicht mehr an. Bezeichnenderweise wurde der höchste gemessene Brunnenwasserstand von NN +0,93 m am 1.3.90 erst *nach* einer bis auf +4,8 m NN aufgelaufenen Sturmflutserie bei schon deutlich gefallenem Außenhochwasser (Thw = +2,88 m NN) registriert.

# Peilbrunnen Deichsiel Neufeld/Elbe

Der im Zuge der Deichverstärkung erforderliche Neubau des Deichsiels erfolgt mit einer eingespundeten, tiefen Baugrube (-3,25 m NN) elbseitig inmitten des vorhandenen, tidebeeinflussten Außentiefs (TEMMLER, 1999). Die Hauptwasserstände im Hafen Neufeld sind

HHThw	+5,40 m NN
MThw	+1,88 m NN
MTnw	–0,70 m NN
NNTnw	–2,50 m NN



Abb. 41: Lageplan mit Bohrprofil am Deichsiel Neufeld

Im Juni 1999 wurde vom LANU am Innendeichfuß 7 m westlich der vorhandenen Sielachse eine 5,5 m tiefe Kleinbohrung verfiltert (Pbr 1). Die 1 m lange Filterstrecke liegt im stark schluffigen Wattenfeinsand unter einer 3 m mächtigen Kleiüberdeckung (Abb. 41). Die vom ALR Husum, Abt. Küstengewässerkunde Büsum, eingemessenen Wasserstände ergaben für den 2-monatigen Messzeitraum vom 2.7.–6.9.99 geringe, im Höhenbereich NN +0,65 bis +1,02 m liegende, von den Tideschwankungen im benachbarten Hafenbecken weitgehend unabhängige Veränderungen des Grundwasserstandes (Abb. 42).



Abb. 42: Zeitlicher Verlauf des Tide- und Grundwasserstandes im Peilbrunnen Neufeld

Die Dämpfung als Differenz zwischen Tide- und Grundwasserspiegel korreliert linear gegen den Hafenwasserspiegel (Abb. 43). Die *relative*, auf den Außenwasserstand bezogene Dämpfung schwankt zwischen 0,28 und 0,65 (Abb. 44); hierbei sind die Luftdruckschwankungen im Messzeitraum nicht berücksichtigt. Unabhängig vom jeweiligen Tidewasserstand im Hafen ergab sich für den gespannten Wasserspiegel im Schluffsand unter der Kleischicht ein Bemessungswasserstand (Tide-Wsp-Dämpfung) von NN +0,70 m.



Abb. 43: Dämpfung des gespannten Grundwasserspiegels im Peilbrunnen Neufelder Siel



Abb. 44: Zeitlicher Verlauf der relativen Grundwasser-Dämpfung im Peilbrunnen Neufelder Siel

## Messstelle Siel Neufeld

An einem zweiten, mit einem Schreibpegel ausgerüsteten Brunnen im Deichhinterland (Abb. 41) wurde für eine Filtertiefe zwischen –3,0 und –4,0 m NN im Zeitraum vom 6.10.–10.12.1999 auch für außergewöhnliche Tidehochwasserstände (–0,20 bis +4,67 m NN) die Beziehung zwischen dem Tidewasserstand im Hafen Neufeld und dem gespannten unteren Grundwasserspiegel überprüft (Abb. 45+46). Bereits durch die etwas erhöhten Vorlauftiden einige Tage vor der schweren Sturmflut vom 3.12.1999 stieg der mittlere Grundwasserspiegel stark an und erreichte seinen Maximalwert von +1,65 m NN um 22:20 h = 1:40 h nach dem Scheitelpunkt der Sturmflut. Nach diesem Ereignis wurden auch bei stark zurück-



Abb. 45: Zeitlicher Verlauf der Wasserstände am Siel Neufeld



Abb. 46: Grund- vs. Tidewasserstand am Siel Neufeld

gehenden Außenwasserständen zwischen +2,6 und +1,5 m NN noch deutlich erhöhte Grundwasserspiegelstände zwischen +1,5 und +1,0 m NN registriert (Abb. 46).

In der Abb. 47 ist die Dämpfung des gespannten Grundwasserspiegels gegen den Tidewasserstand aufgetragen. Innerhalb des Messzeitraumes wurden bei gleichem Außenwasserstand Phasen mit größerer und niedrigerer absoluter wie relativer, auf den Tidewasserstand bezogener Dämpfung registriert (Abb. 47). Geringe Dämpfungsraten, d.h. vergleichsweise



Abb. 47: Dämpfung des tiefen Grundwasserspiegels vs. Tidewasserspiegel am Deichsiel Neufeld



Abb. 48: relative Dämpfung des gespannten Grundwasserspiegels am Deichsiel Neufeld



Abb. 49: Luftdruckverlauf im LANU Flintbek

hohe Brunnenwasserstände, wurden kurzfristig 3-mal im November 1999 sowie durchgehend am Ende der Messperiode nach dem 5.12.99 registriert. Der relative Grundwasserspiegelanstieg am 5. und 6.11. sowie Anfang Dezember 1999 kann mit einem zeitgleichen Luftdruckabfall (gemessen im LANU Flintbek [Abb. 49] sowie an der 23 km westlich von Neufeld gelegenen Klimastation Cuxhaven; beide Messreihen sind nahezu identisch) zusammenhängen. Andere ausgeprägte Minima der relativen Dämpfung (z.B. am 10. + 11.11., am 18.–20.11. sowie am 3.12.99) fallen mit ausgeprägten Hochwerten des Luftdrucks zusammen und lassen sich daher nicht durch das Wettergeschehen erklären. Da die höchsten Grund- und Tidewasserstände bei Sturmfluten und i.d.R. ausgeprägtem Tiefdruck eintreten, ist für die Bemessung des Auftriebes durch den tieferen gespannten Grundwasserspiegel auf die Bauwerkssohle die Untergrenze der Variationsbreite der GW-Spiegeldämpfung (punktierte Linie in der Abb. 47) maßgebend. Für den höchsten bislang gemessenen Sturmflutwasserstand resultiert daraus für die Absenkung des gespannten Grundwasserspiegels unter das Niveau der Baugrubensohle (–3,25 m NN) ein

 $H_{w1} = (HHThw - D_{max}) = (+5,40 - 3,60) = +1,80 \text{ m NN}$  im Winter sowie  $H_{w2} = +3,50 - 1,90 = +1,60 \text{ m NN}$  im Sommer.

Der Unterschied gegenüber dem Messergebnis vom benachbarten Peilbrunnen kann in der größeren Tiefe des Brunnenfilters der Messstelle Neufeld im schwach schluffigen Wattenfeinsand mit größerer Wasserdurchlässigkeit liegen.

Zwischen den Eintrittszeitpunkten des jeweiligen Tide- und Grundwassermaximums bestehen beträchtliche Schwankungen. In der Abb. 50 ist die Differenz der Eintrittszeiten (positiv bei vorauseilendem, negativ bei nachlaufendem Außenwasserspiegel) im Messzeitraum für die Hochwasserbedingungen grafisch dargestellt.

Für die Hochwassersituation ist im Verlauf mehrerer Tiden eine rhythmische, jeweils nahezu gleichartige Veränderung der zunächst mit starkem Vorlauf (Werte zwischen 90 und 155 Minuten) eintretenden Außenwasserstände zu nahezu identischen Eintrittszeiten mit anschließend wiederum sprunghafter Zunahme zu einem mehrstündigen Vorlauf des Ti-



Abb. 50: Differenz der Eintrittszeiten zwischen Thw- und Grundwasser-Scheitelständen am Siel Neufeld

dehöchststandes kennzeichnend. Unter besonderen Bedingungen kann das Grundwasserstandsmaximum aber auch bis zu 2 Stunden *vor* dem Erreichen des Tidewasserscheitels eintreten. Unter Niedrigwasserverhältnissen tritt das Tideminimum i.d.R. zeitlich vor dem zugehörigen Tiefpunkt der Grundwasserganglinie ein. Teilweise sind auch hier rhythmische Veränderungen der Eintrittszeiten in einer Messkette erkennbar, doch sind für diese Situation ebenfalls große Schwankungen zwischen –90 und +130 Minuten bei unmittelbar folgenden Tidekurven kennzeichnend.

## Deichsiel Neufelder Koog/Elbe

Für dieses gleichfalls im Zuge der Deichverstärkung Neufeld im Gründungsniveau –2,20 ./. –2,40 m NN neu zu errichtende, rd. 450 m SW des Neufelder Siels gelegene Bauwerk wurde in der Altdeichkrone neben einem zur Feststellung des Stauwasserspiegels im Deich dienenden Flachbrunnen ein weiterer Peilbrunnen zur Beobachtung der Druckveränderungen im gespannten Tiefengrundwasser angelegt (Abb. 51). Abb. 52 zeigt den gemessenen Verlauf der Wasserstandsmaxima und -minima. Niedrige Luftdruckwerte (Abb. 55) entsprechen nur teilweise hohen Grundwasserständen mit einer geringen relativen Dämpfung (Abb. 54). Für den höchsten, bisher gemessenen Sturmflutwasserstand von +5,40 m NN ergibt sich mit der Untergrenze der Messwertschwankungen (punktierte



Abb. 51: Lageplan und Bohrprofil Siel Neufelder Koog



Abb. 52: Verlauf des Tide- und Tiefengrundwassers am Siel Neufelder Koog

Linie in Abb. 53) eine Dämpfung von 4,20 m. Dies entspricht einem Bemessungswasserstand des Tiefengrundwassers im Winter von NN +1,20 m. Für das maßgebende Sommerhochwasser von NN +2,50 m liegt der entsprechende Grundwasserstand bei NN +0,80 m.



Abb. 53: Dämpfung des Tiefengrundwassers am Siel Neufelder Koog



Abb. 54: Relative Dämpfung des gespannten Grundwasserspiegels am Siel Neufelder Koog


Abb. 55: Luftdruckverlauf im LANU Flintbek

# Deichsiel Brokdorf

Im Zuge der Elbdeichverstärkung musste im Bereich des vorhandenen Außentiefs vor Brokdorf ein neues Deichsiel errichtet werden (Anl. 56: Lageplan und Bemessungsprofil). Der weichseleiszeitliche Talsand unter den bindigen Weichschichten enthält gespanntes Grundwasser, dessen Nulldruckfläche in deutlich gedämpfter Form mit dem Tidewasserspiegel der Elbe schwankt. Die Größe der Dämpfung nimmt mit steigendem Außenwasserspiegel zu. Innerhalb des Messzeitraums (28.2.85 bis 10.2.86) wurden bei gleichem Außenwasserstand Phasen mit größerer und niedrigerer Dämpfung registriert. Der Umschwung mit Differenzbeträgen von 30–50 cm geschieht sprunghaft.



Abb. 56: Lageplan und Bohrprofil mit Lage der Filterstrecke am Deichsiel Brokdorf



Abb. 57: Dämpfung des gespannten Tiefengrundwassers am Deichsiel Brokdorf



Abb. 58: Relative Dämpfung des täglichen Grundwasser-Maximums am Siel Brokdorf

Da der Pegelschreiber bei außergewöhnlichen Elbewasserständen wegen der zu hoch eingestellten Empfindlichkeit der Aufzeichnung bei größeren Nadelausschlägen am Rand der Messrolle aufsetzte und dadurch für die Folgemessungen eine Nullpunktverschiebung auftrat (ermittelt durch Kontrollpeilung mit dem Lichtlot beim Wechsel der Messrolle), konnten die Extremwerte der Grundwasserstandsmessungen bei der Datenauswertung nicht berücksichtigt worden. Ein Teil der Veränderungen bei der auf das Tidehochwasser bezogenen *relativen* Dämpfung des Tiefengrundwassers (D<sub>rel</sub> = D./.Thw, Abb. 58) ist jedoch auf Luftdruckschwankungen zurückzuführen. Nach den Ergebnissen der Luftdruckmessungen in der 41 km westlich von Brokdorf gelegenen Klimastation Cuxhaven korreliert im Regelfall die *relative* Dämpfung D./.Thw direkt mit dem jeweiligen Luftdruckmaximum bzw. -minimum. Generell fällt auf, dass der Zeitunterschied zwischen dem Tide- und Grundwas-

serstandsmaximum bzw. -minimum außerordentlich rasch zwischen 0 und 4,5 Stunden schwankt. Für die Extrapolation sowohl der Dämpfung wie des Grundwasserstandsmaximums beim maßgebenden Bemessungswasserstand in der Elbe wird deshalb die Untergrenze der Variationsbreite in der Abb. 57 mit einer niedrigen relativen Dämpfung zugrunde gelegt. Für den höchsten, in Brokdorf bisher registrierten Elbwasserstand von +5,65 m NN ergibt sich bei einer Dämpfung von D = 3,0 m ein maximaler Grundwasserstand von H<sub>w</sub> = +2,65 m NN. Für das Bemessungshochwasser der Elbe ergaben sich die folgenden maßgebenden Wasserstände

	Bem.wasserstand Elbe	Dämpfung	maßg. GW-stand
Winter	+4,50 m NN	2,50 m	+2,00 m NN
Sommer	+3,50 m NN	1,90 m	+1,60 m NN

# Deichsiel St. Margarethen – Harrwettern

Die Baumaßnahme mit den Baugrund- und Grundwasserverhältnissen entspricht derjenigen von Brokdorf (Abb. 59). Auch hier existiert neben dem in der sandigen Auffüllung vorhandenen oberen, mit der Tide nur wenig schwankenden Grundwasserspiegel (mit Messwerten zwischen +1,2 m NN bei trockenfallendem Außentief und +1,5 m NN bei Thw) ein tieferer Druckwasserspiegel. Wie im Falle Brokdorf wurden innerhalb des Messzeitraumes vom 29.9.86 bis 3.5.87 bei gleichem Außenwasserstand Phasen mit größerer und niedrigerer Dämpfung registriert, die außerordentlich sprunghaft miteinander abwechseln. Auch hier konnte wegen der gelegentlichen Nullpunktverschiebung infolge zu hoch eingestellter Empfindlichkeit des Messsystems für die Auswertung nur ein Teil der Daten verwendet werden. Die Zeitdifferenz zwischen dem Eintritt des höchsten/tiefsten Tidewasserstands und dem



Abb. 59: Lageplan und Bohrprofil am Deichsiel St. Margarethen – Harrwettern



Abb. 60: Dämpfung des Druckwasserspiegels am Harrwetternsiel



Abb. 61: Relative Dämpfung des Druckwasserspiegels am Harrwetternsiel

Druckwasserspiegelmaximum/-minimum variiert wie in Neufeld und Brokdorf sehr rasch um Beträge bis zu einigen Stunden.

Stichprobenartige Messungen für die Zeitspannen vom 25.10. bis 15.12.86 und vom 1.2. bis 1.4.87 ergaben, dass die niedrigen Luftdruckwerte <1000 HPa an der 37 km westlich gelegenen Klimastation Cuxhaven teilweise nicht mit den gemessenen Minima der relativen Dämpfung (Abb. 61) übereinstimmen. Für den höchsten gespannten Grundwasserspiegel bei HHThw = +5,55 m NN ergab sich gemäß Extrapolation der unteren Grenzlinie aus der

Schwankungsbreite im Diagramm der Abb. 60 mit einer Dämpfung von  $\Delta H = 1,80$  m ein Maß von H<sub>w</sub> = +3,75 m NN. Für das Bemessungshochwasser der Elbe ergaben sich die folgenden maßgebenden Wasserstände

	Bem.wasserstand Elbe	Dämpfung	maßg. GW-stand
Winter	+4,50 m NN +3.50 m NN	1,45 m 1 10 m	+3,05 m NN
Sommer	+3,50 III ININ	1,10 III	+2,40 III ININ

Die Ursache für die deutlich höheren Grundwasserstände gegenüber der nur 4 km entfernten Messstelle Brokdorf kann einerseits mit dem Vorkommen eines 20 m tiefen Kolkes in der Elbe bei Scheelenkuhlen (Abb. 59) zusammenhängen, zum anderen damit, dass der untere Teil des Brunnenfilters am Harrwetternsiel in die liegende, stark durchlässige Grobsandschicht einbindet, die ihrerseits auf Veränderungen des Tidewasserspiegels schneller reagiert als der geringer durchlässige, schwach schluffige Fein- und Mittelsand direkt unter der Holozänbasis.

# 3. Schlussfolgerungen

Die aus den Diagrammen für verschiedene Tidewasserstände direkt abgelesenen bzw. extrapolierten Dämpfungsmaße des Grundwasserspiegels sind nachfolgend tabellarisch zusammengefasst. Sie zeigen mit Ausnahme der beiden Messstellen im Binnenhafen Husum insbesondere beim Stau- und Tiefengrundwasser an der gesamten schleswig-holsteinischen Westküste und Unterelberegion eine relative Ähnlichkeit der Messergebnisse untereinander.

	Däm	pfung Grundwasserspies	gel (m)
	NN –1,0 m	NN -1,5 m	NN -2,0 m
List	0,80	1,80	2,50
Büsum	1,50	2,00	2,40
Elbehafen	1,00	1,50	2,00

### Tab. 6: Freier Grundwasserspiegel in sandigen Deckschichten

	Däm	pfung Grundwasserspies	gel (m)
	NN -1,0 m	NN -1,5 m	NN -2,0 m
Pbr 100 Husum	0,80	0,75	0,60
Pbr. 340 Husum	1,44	1,37	1,40
Fischereikaje Husum	2,50	2,80	3,50
Hafen Tönning	2,55	2,95	3,50
P 1 Glückstadt	2,00	2,50	2,90
P 2 Glückstadt	2,40	2,80	3,30
P 3 Glückstadt	1,75	2,40	3,00
P 4 Glückstadt	1,75	2,05	2,50
P 5 Glückstadt	2,10	2,60	3,00

	Dämpfung Grundwasserspiegel (m)		
	NN +1,50 m	NN +5,00 m	
F. W. Lübkekoog	1,30	4,50	
Holmer Siel	1,00	1,70	
Laglumsiel	1,40	2,80	
Dock Husum	1,00	4,20	
Siel Brokdorf	0,50–0,90	2,50-3,05	
Harrwetternsiel	0,25-0,60	1,60-1,90	
Siel Neufeld	0,20–1,20	3,25	
Peilbr. Neufeld	0,50	4,20	
Siel Neuf. Koog	1,40–2,10	5,25-6,25	

Tab. 8: gespanntes Tiefengrundwasser

Bezüglich des Wasserdrucks im gespannten Grundwasserleiter unter Ufereinfassungen empfiehlt die Richtlinie "Berechnungsgrundsätze für private Hochwasserschutzwände und Uferbauwerke im Bereich der Freien und Hansestadt Hamburg" vom Mai 1997 den Ansatz

> $w_{\ddot{u}3} = {}_{h2} \cdot \gamma_w \text{ mit } {}_{h2} = 1,00 \text{ m unter Kaimauern}$ bzw.  ${}_{h2} = 1,50 \text{ m unter Böschungen}$

Die für die genannten Fallbeispiele mit gespanntem Tiefengrundwasser aus dem jeweiligen Diagramm abgelesenen Dämpfungsmaße für die Lastfälle MTnw und NNTnw mit den daraus errechneten Grundwasserstandshöhen und den jeweiligen Differenzbeträgen zum Stauwasserspiegel in der Hinterfüllung (Deckschicht) sind in der Tab. 9 zusammengestellt.

	Stau-Wsp.	MTnw	NNTnw	GW-Dämp Tidewas	fung (m) vs. serstand
	(m NN)	(m NN)	(m NN)	(MTnw)	(NNTnw)
Lübkekoog	+0,9	-1,63	-3,7	-1,75	-3,80
Laglumsiel	+1,0	-1,50	-2,9	-0,50 / -1,00	-1,35 / -1,85
Dock Husum	+1,6	-1,84	-4,3	-1,60	-3,6
Siel Neufeld	+1,0	-0,70	-2,5	-0,65 / -1,80	-2,25 / -3,40
Pbr. Neufeld	+1,0	-0,70	-2,5	-1,40	-3,20
Siel Neufelder Koog	+1,5	-0,70	-2,5	-0,45 / -1,30	-2,15 / -2,90
Harrwetternsiel	+1,5	-1,20	-3,6	-0,35 / -0,85	-1,2 / -1,8
Siel Brokdorf	+1,5	-1,22	-3,6	-0,35 / -1,3	-1,8 / -2,75

Tab. 9: Wasserdrücke in gespannten Grundwasserleitern

	gesp. GW-spiegel (m NN) MTnw NNTnw		Wasserdruck V Stauw	W <sub>ü3</sub> = Diff. zum vsp. x10
			MTnw	NNTnw
Lübkekoog	+0,13	+0,10	7,7	8,0
Laglumsiel	-0,50 /-1,00	-1,05/-1,55	5,0	25,5 (20,5)
Dock Husum	0,25	-0,7	13,5	23,0
Siel Neufeld	-0,05 / 1,10	-0,25 / 0,90	1,05 (0,0)	12,5 (1,0)

	gesp. GW-spiegel (m NN)		Wasserdruck W <sub>ü3</sub> = Diff. zum Stauwsp. x10	
MTnw		NNTnw	MTnw	NNTnw
Pbr. Neufeld Siel Neufelder Koog Harrwetternsiel Siel Brokdorf	0,75 -0,25 / 0,60 -0,95 /-0,35 -0,87 / +0,08	0,7 -0,35 / 0,50 -2,40 / -1,88 -1,80 / -0,85	2,5 17,5 (9,0) 24,5 (18,5) 23,2 (14,2)	3,0 18,5 (10,0) 39,0 (33,5) 33,0 (23,5)

Wieweit die in dieser Arbeit für tiefe Baugruben ermittelten höheren Zahlenwerte des Wasserdruckes auf die Bemessung von Uferwänden mit ihren anderen Randbedingungen übertragen werden können, muss zunächst weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Generell zeigen die Messergebnisse beim gespannten Tiefengrundwasser eine deutliche Abhängigkeit

- vom Bodenaufbau und insbesondere von der Wasserdurchlässigkeit im Grundwasserleiter
- von der Entfernung zwischen dem Bauwerk und der hydraulischen Kontaktstelle zwischen dem Tide- und Grundwasser.

Bei den Uferwänden ist von entscheidender Bedeutung, ob die Spundwand bei sandiger Hinterfüllung nach E 19 (EAU, 1996) tideabhängig umströmt wird oder ob dieses wegen des Vorkommens einer geringdurchlässigen Weichschicht im Untergrund nicht möglich ist. Eine erhebliche Auswirkung auf den Grundwasserstand hinter der Uferwand haben mögliche Undichtigkeiten in der Wand selbst (z.B. Löcher infolge eingetretener Durchrostung).

Die verschiedenen Einflüsse sollte ein erfahrener Baugrundgutachter erkennen und deutlich machen. Bestehende Zweifel bei der Bewertung des hangenden und gespannten Grundwasserspiegels sollten zweckmäßig durch direkte Pegelbeobachtungen ausgeräumt werden.

# 4. Danksagung

Herrn Bau-Dir. F. Eißfeldt, BAW Hamburg, danke ich für seine kritischen und konstruktiven Anmerkungen zum Manuskript; Frau P. Kopp, Landesamt für Natur und Umwelt S-H, für die technische Unterstützung bei der Gestaltung der Abbildungen.

# 5. Schriftenverzeichnis

EAU: Empfehlungen Ausschuss Ufereinfassungen. Verlag Ernst & Sohn, 1996.

- OVERBECK, G.: Grundwasserstände im Bereich des Binnenhafens Glückstadt. Gutachten Ing.-Büro IGB Kiel Nr. KI 97-694/5.12.1997 (unveröffentlicht), 1997.
- Richtlinie "Berechnungsansätze für private Hochwasserschutzwände und Uferbauwerke im Bereich der Freien und Hansestadt Hamburg, Mai 1987". Amtlicher Anzeiger Nr. 33, S. 623–645, Hamburg 18.3.1998.
- SCHMIDT, R.: Bericht zur Gründung des Holmer Siels; Grundwasserentspannung. Gutachten Nr. 80/90-3 (3. Nachtrag) des Geologischen Landesamtes Schl.-Holstein vom 11.6.1985 (unveröffentlicht), 1985.

STEINFELD u. PARTNER: Standsicherheit der Uferwände im Elbehafen Brunsbüttel. 1. Bericht:

Beurteilung des Baugrundes und der Grundwasserverhältnisse (Nr. 07328 v. 1.10.1996) (unveröffentlicht), 1996.

- TEMMLER, H.: Sanierung Bauhofdock Husum. GLA-Gutachten Nr. 89/073 (unveröffentlicht), 1989.
- TEMMLER, H.: Bericht zur Grundwasserentspannung am Laglumsiel/Föhr. GLA-Gutachten Nr. 92/54-2 (unveröffentlicht), 1994.
- TEMMLER, H.: Neubau Deichsiel Neufeld. LANU-Gutachten Nr. 99/008 (unveröffentlicht), 1999.

### Ergänzende Literatur:

EAK 2002: Empfehlungen für Küstenschutzwerke. Die Küste, H. 65, Heide, 2003.

- GRETT: Dämpfung des Tideeinflusses in den gespannten Grundwasserleiter unter der Bauinsel Holmer Siel. – Bericht Ingenieurgemeinschaft Holmer Siel vom 10.7.1987 (unveröffentlicht), 1987.
- MÖLLER, B.: Berechnungsansätze für Hochwasserschutzwände und Uferbauwerke. Sprechtag HTG und Amt Strom- und Hafenbau "Hochwasserschutz in Häfen, Neue Bemessungsansätze", 2.10.1996, Hamburg, 1996.
- SASS u. HOFFMANN: HB 1-Verfügung "Berechnungsgrundsätze für HWS-Wände". Amt für Strom- und Hafenbau Hamburg. 18.7.1989 (unveröffentlicht), 1989.
- TEMMLER, H.: Uferwände Binnenhafen Husum. GLA-Gutachten Nr. 91/037 (unveröffentlicht), 1991.

Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

# Sturmfluten und Windstau in der Deutschen Bucht Charakter, Veränderungen und Maximalwerte im 20. Jahrhundert

# Von G. GÖNNERT

### Zusammenfassung

Am Beispiel der Pegel Cuxhaven, Norderney, Wittdün und Helgoland werden Sturmfluten in der Nordsee seit 1900 hinsichtlich Höhe, Häufigkeit, Dauer, Anstieg, Scheitel und Abfall analysiert. Über die Parametrisierung der Windstaukurve werden die Sturmfluten klassifiziert und eine maximale Windstaukurve\* berechnet. Es wird die entscheidende Windrichtung definiert, die zur Entstehung schwerer und sehr schwerer Sturmfluten führt.

Sturmfluten werden neben dem Wind auch durch die Astronomie und Fernwellen beeinflusst. Diese werden detailliert untersucht. Auf die Höhe einer schweren oder sehr schweren Sturmflut spielen Spring- und Nipptide eine untergeordnete Rolle. Fernwellen traten von 1971 bis 1995 bei jeder vierten bis fünften Sturmflut auf und erreichten während einer Sturmflut in Cuxhaven Höhen von 25 cm bis 100 cm.

Seit 1901 weisen die Sturmfluten in der Nordsee keinen Anstieg der Scheitelhöhe auf. Dagegen steigt die Häufigkeit seit 1950. Die Dauer der Windstaukurven hat zugenommen. Sie ist zu erklären mit der Zunahme von Einzelereignissen besonders großer Dauer und mit der Verlängerung einer mittleren Sturmflut.

Bei Berechnung der maximalen Windstaukurven lässt sich für Cuxhaven ein Grenzwert von 450 cm, für Helgoland von 330 cm, für Wittdün von 390 cm und für Norderney von 340–350 cm berechnen. Während für Cuxhaven und Wittdün dieser Wert eine Grenzhöhe der letzten 100 Jahre bildet, kann aufgrund der kürzeren Datenreihe für Norderney und Helgoland "nur" von einem bisher sich ergebenden maximalen Wert gesprochen werden. Für Cuxhaven bildet dieser Wert den theoretischen Grenzwert, bei dem der Windstau aufgrund zunehmender Windgeschwindigkeit nicht mehr exponentiell sondern deutlich verlangsamt ansteigt.

Die maximal mögliche Windstaukurve für Wittdün und Cuxhaven ist jeweils gekennzeichnet durch einen sehr kurzen Anstieg mit einer kurzen Scheiteldauer und einem langen Abfall, jene für Helgoland und Norderney durch einen mittleren Anstieg und Abfall.

Für den Hochwasserschutz ist die Einordnung dieser Windstaukurve in die momentane Klimaentwicklung von Bedeutung. Der Trend der Parameter Anstieg, Scheitel und Abfall seit 1900 weist nicht auf eine hohe Eintrittswahrscheinlichkeit einer maximalen Windstaukurve und damit einer höchsten Sturmflut hin.

### Summary

Storm tides in the North Sea at the locations Cuxhaven, Norderney, Wittdün and Heligoland which have been observed since 1901 were analysed with respect to their height, frequency, duration, rise and fall. Parameters of the wind surge curve were used to classify these storm tides and to calculate a ,maximum' wind surge curve. Moreover, the decisive wind direction causing heavy and extreme storm tides is defined.

Together with the wind surge storm tides are also influenced by the astronomical tide and external surges. These influences are carefully examined. The change between spring and neap tide does not affect the crest height of heavy and extreme storm tides very much. However, external surges from 25 to 100 cm elevation could be monitored in every fourth or fifth storm tide at gauge Cuxhaven between 1971 and 1995.

<sup>\*</sup> Der höchste Wert, der sich aus den seit 1900 eingetretenen Sturmfluten berechnen lässt.

<sup>\*</sup> Maximum value which can be extracted from the sum of all storm tides since 1900.

Since 1901 storm tides in the North Sea do not show any distinct increase in crest height while the frequency of occurrence as well as the duration of the wind surge are increasing. The latter phenomenon can be explained by a larger number of single events of a longer duration and, generally, a longer average storm tide.

Threshold values for the wind surge curve were determined to be 450 cm for Cuxhaven, 330 cm for Heligoland, 390 cm for Wittdün and 340–350 cm for Norderney. While the values for Cuxhaven and Wittdün are valid for the last 100 years observations in Heligoland and Norderney do not go back that far. For Cuxhaven this threshold value also defines the point from which on the water level increase is much slower and no longer exponential.

The maximum wind surge curves in Cuxhaven and Wittdün are characterised by a short rise and crest duration and a relatively long fall period. Within the context of the present climatic development, the wind surge curve can be considered an important feature in flood protection schemes. Trends in the parameters rise, crest height and fall for wind surge curves observed since 1900 do not indicate a high probability of occurrence of a maximum wind surge and, therefore, a maximum storm tide for the coming years.

### Inhalt

1.	Einleitung	189
	1.1 Vorstelllung der Arbeit und Einordnung in den Forschungszusammenhang	190
2.	Global Change und Greenhouse Effect	194
3.	Definition von Sturmflut für die Deutsche Bucht	202
4.	Der Einfluss der Astronomie	207
5.	Fernwellen	210
	5.1 Theoretische Voraussetzungen	210
	5.1.1 Bisherige Untersuchungen	210
	5.1.2 Hypothese zur Entstehung einer Fernwelle	211
	5.2 Definition einer Fernwelle und Kollektivbildung	212
	5.2.1 Die Datengrundlage	212
	5.2.2 Kollektivbildung und Definition von Fernwellen	213
	5.3 Ergebnisse	213
	5.3.1 Die Fernwellenhöhe	214
	5.3.2 Die Dauer der Fernwelle	219
	5.3.3 Häufigkeit der Fernwellen pro Jahr und deren zeitliche Lage innerhalb	
	des Jahres	219
	5.3.4 Häufigkeit des Eintritts einer Fernwelle zum Zeitpunkt einer Sturmflut	
	und ihr Einfluss auf die Sturmfluthöhe	221
	5.3.5 Zeitdifferenz der Eintrittszeit der maximalen Höhen	
	Aberdeen–Immingham–Cuxhaven	223
	5.3.6 Lage und Höhe des Fernwellenpeaks zur Periode in Cuxhaven	224
6.	Das Untersuchungsgebiet	226
	6.1 Die Daten	227
	6.2 Der Bezugshorizont	227
7.	Arbeitsmethode	228
	7.1 Die Dauer	228
	7.2 Die Parametrisierung des Windstaus	229
	7.2.1 Bestimmung der Windstauparameter	230
	7.2.1.1 Bestimmung des Scheitelbereichs und der Scheiteldauer	230
	7.2.1.2 Bestimmung der Anstiegs- und Abfallgradienten	231
8.	Sturmfluthäufigkeit in der Nordsee	232
	8.1 Gründe für die unterschiedlichen Ergebnisse in der Sturmflutforschung –	
	ein Kollektivvergleich	232
	8.2 Sturmflutscheitelhäufigkeit	233
	8.3 Windstaukurvenhäufigkeit	237
9.	Scheitelentwicklung von Sturmtiden in der Nordsee	240
	9.1 Scheitelentwicklung der Sturmtiden	240
	9.2 Entwicklung der maximalen Windstauhöhen	243
	9.2.1 Lage des Windstaumaximums zur Periode	243

	9.	2.2 Nutzung der Windstaumaxima für die Berechnung von Bemessungs-	
		wasserständen	247
10.	Chai	rakterisierung der Sturmfluten bzw. Windstaukurven und deren Entwicklung	250
	10.1	Die Charakterisierung in Cuxhaven	251
		10.1.1 Beschreibung der Charakteristika der einzelnen Kategorien	251
		10.1.2 Haufigkeiten der Kategorien in Cuxhaven	258
		10.1.3 Schlussfölgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des	250
	10.2	Die Charakterisierung in Helgoland	257
	10.2	10.2.1 Beschreibung der Charakteristika in Helgoland	260
		10.2.2 Häufigkeiten der Kategorien in Helgoland	262
	10.3	Die Charakterisierung in Norderney	268
		10.3.1 Beschreibung der Charakteristika in Norderney	268
		10.3.2 Häufigkeiten der Kategorien in Norderney	269
		10.3.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des	
		Sturmflutklimas	269
	10.4	Die Charakterisierung in Wittdün	275
		10.4.1 Beschreibung der Charakteristika in Wittdün und Vergleich	
		zwischen den Pegeln	2/5
		10.4.2 Flaungkeiten der Kategorien in wittdun	277
		Sturmflutklimas	277
	10 5	Zusammenfassender Veroleich der Peoel	282
11.	Die '	Windstauparameter in Cuxhaven	283
	11.1	Korrelation der Windstauparameter	283
		11.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	283
		11.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum	284
		11.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum	285
		11.1.4 Sonstige Korrelationen	286
	11.2	Entwicklung der Parameter	287
		11.2.1 Der Anstieg	28/
		11.2.2 Die Schelteldauer	200
		11.2.5 Die windstauscheitemone 11.2.4 Der Abfall	207
	11.3	Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe	292
		11.3.1 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven	292
		11.3.2 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli	293
	11.4	Veränderung des Charakters der mittleren Windstaukurve in den letzten	
		100 Jahren in Cuxhaven	293
	11.5	Die maximale Windstaukurve in Cuxhaven	295
	11.6	Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Wind-	201
	11 7	entwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Cuxhaven	296
12	11./	Erkenntnisse für den Sturmflutschutz	29/
12.	12 1	Korrelation der Windstauparameter	290
	14.1	12.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	298
		12.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum	300
		12.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum	301
	12.2	Entwicklung der Parameter	302
		12.2.1 Der Änstieg	302
		12.2.2 Die Scheiteldauer	303
		12.2.3 Die Windstauscheitelhöhe	303
	10.0	12.2.4 Der Abtall	306
	12.3	Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhohe in Helgoland	30/
	12.4	in Helgoland	307
	12.5	Die maximale Windstaukurve in Helgoland	309
			/

	12.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung	
	auf die Sturmfluten für den Pegel Helgoland	310
13.	Die Windstauparameter in Norderney	311
	13.1 Korrelation der Windstauparameter	311
	13.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	311
	13.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum	312
	13.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum	313
	13.2 Entwicklung der Parameter	314
	13.2.1 Der Anstieg	314
	13.2.2 Die Scheiteldauer	314
	13.2.3 Die Windstauscheitelhohe	316
	13.2.4 Der Abfall	318 210
	13.5 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheiteinone	318
	in Norderney	310
	13.5 Die maximale Windstaukurve in Norderney	320
	13.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Wind-	520
	entwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Norderney	321
14.	Die Windstauparameter in Wittdün	322
1.1.	14.1 Korrelation der Windstauparameter	322
	14.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum	322
	14.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum	323
	14.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum	324
	14.2 Entwicklung der Parameter	325
	14.2.1 Der Änstieg	325
	14.2.2 Die Scheiteldauer	326
	14.2.3 Die Windstauscheitelhöhe	326
	14.2.4 Der Abfall	328
	14.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe	328
	14.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 90 Jahren	
	in Wittdün	330
	14.5 Die maximale Windstaukurve in Wittdun	331
	14.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung	222
15	Der regionale Veraleich zwischen den Degel	332 222
15.	15.1 Die Windeteulaurwen um 1900 und 2000 im regionalen Vereleich	222
	15.1 Die windstaukurven um 1900 und 2000 nm regionalen vergleich	335
16	Die Dauer des Windstaus	339
10.	16.1 Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven	339
	16.2 Die Dauer des Windstaus in Helgoland	340
	16.3 Die Dauer des Windstaus in Norderney	341
	16.4 Die Dauer des Windstaus in Wittdün	342
	16.5 Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven, Helgoland, Norderney und Wittdün	
	im Vergleich	343
17.	Die Veränderung der sturmfluterzeugenden Winde und deren Dauer	344
	17.1 Entscheidende Windrichtung zum Erreichen des höchsten Sturmflutscheitels	
	und des höchsten Windstauscheitels	347
	17.1.1 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels	
	in Cuxhaven	348
	17.1.2 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels	
	in Helgoland	349
	17.1.3 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels	
	in Norderney	350
18.	Zusammentassung	351
19.	Kurzzusammentassung	359
~ ~	Nchrittenverzeichnis	361

### Vorwort

Klimaänderung und Sturmfluten sind Stichworte, die zunehmend in einen engen Zusammenhang gestellt werden. Die Beantwortung der Frage zur zukünftigen Entwicklung der Sturmfluten bereitet nach wie vor große Probleme. So konnte bislang nicht geklärt werden, wie sich die Sturmfluten des 20. Jahrhunderts in ihrem gesamten Verlauf verändert haben. Infolgedessen entstand die vorliegende Habilitationsschrift, um empirisch festzuhalten, wie sich die Klimaerwärmung auf den Sturmflutverlauf ausgewirkt hat. Hierbei galt es, durch einheitliche Anwendung einer speziellen wissenschaftlichen Methodik der Analyse des gesamten Windstauverlaufs, die Veränderung der extremen und der mittleren Sturmflutverläufe herauszuarbeiten.

Sturmflutforschung unterliegt generell der Problematik der Veränderungen der Topographie im Umfeld des zu untersuchenden Pegelstandortes. Das hat Auswirkungen auf die Stauentwicklung. Eine große Wassertiefe bewirkt bei einer spezifischen Windstärke einen geringeren Windstau als eine geringere Wassertiefe. Dieses Phänomen wird bei dem methodischen Vorgehen und der Interpretation der Ergebnisse berücksichtigt.

Die Arbeit wurde als Habilitationsschrift an der Universität Hamburg eingereicht. Aufgrund von terminlichen Engpässen dauerte das Verfahren länger als erwartet, so dass die hier vorliegenden Daten bereits 1995 enden. Um die Habilitationsschrift in ihrer Abgabeform zu belassen und die Vergleichbarkeit zwischen den Pegeln zu gewährleisten, wurden diese Ergebnisse nicht verändert. In der Zwischenzeit wurde jedoch für Cuxhaven das Kollektiv bis 2003 verlängert. Es zeigt sich eine Fortsetzung sämtlicher beschriebenen Tendenzen, so dass alle Aussagen der Arbeit bis zum Jahre 2003 bestehen bleiben. Allein die Sturmfluthäufigkeit nimmt seit 1995 etwas ab.

### Dank

Sturmfluten haben Prof. Dr. SIEFERT während seiner gesamten wissenschaftlichen Laufbahn und beruflichen Tätigkeit beschäftigt. Ich durfte von dieser Erfahrung lernen, und es war mir gegeben, von ihm das Küsteningenieurwesen über Examens- und Doktorarbeit zu erlernen. Er holte mich nach Hamburg zu Strom- und Hafenbau, um an seinem wissenschaftlichen Herzstück, den Sturmfluten, zu arbeiten.

Einleuchtende Erklärungen und präzise Fragen von Prof. SIEFERT prägten viele, so auch mich und diese Arbeit. Als Vorgesetzten durfte ich nicht nur den Wissenschaftler, sondern auch den sich warmherzig um die Belange des Einzelnen kümmernden Chef erleben. Es entstand so eine persönliche Bindung. Prof. Dr. SIEFERT verstarb kurz vor Beendigung dieser Arbeit.

Es ist der Moment einen Dank auszusprechen. Doch klängen die Worte, die meinen Dank und innere Bewegung auch nur annähernd ausdrücken würden, übertrieben, jede andere Formulierung viel zu lapidar. Deshalb nur ein schlichter Dank an Dich, Winfried. Die Wege, auf denen Du mich begleitet hast, waren immer ein wenig leichter.

Die Arbeit wurde dem Fachbereich Geowissenschaften an der Universität Hamburg zur Habilitation eingereicht. Prof. OßENBRÜGGE übernahm das Habilitationsverfahren und unterstützte mich mit Rat und Tat. Größere und kleinere Steine der letzten Schritte zur Habilitation rollte er mit Unterstützung von Prof. TANNHEISER und Prof. SÜNDERMANN beiseite. Anhand der Kommission mit Prof. TANNHEISER, Prof. SÜNDERMANN, Prof. GRAßL und Prof. MIELICH wird die Interdisziplinarität der in Kooperation mit der Geographie und dem Ingenieurbereich entstandenen Arbeit verdeutlicht. Den Kommissionsmitgliedern sei für ihren Einsatz gedankt.

Das Entstehen einer solchen Arbeit erfolgt nie von einer Person allein. Bei Strom- und Hafenbau bin ich auf einen großen Fundus an persönlicher Erfahrung mit Sturmfluten und ihrer Vorhersage getroffen. PETER HERBST und WALTER MEYBURG sei gedankt. PETER HERBST engagierte sich darüber hinaus bei der Digitalisierung der Daten. HORST LASSEN übernahm in einem separaten Teil die Aufbereitung der Sturmfluten an der Forschungsplattform Nordsee.

Ein ganz besonderer Dank geht an SABINE KOMM und HUBERT KÜMEKE. Sie folgten stets dem Atem des Projektes und halfen, die Arbeit mit großem Einsatz zum erfolgreichen Ende zu führen.

Die Arbeit entstand im Rahmen eines Projektes, das durch das Kuratorium für Forschung und Technologie im Küsteningenieurwesen vom Bundesministerium für Forschung und Technologie gefördert wurde. Eine große Arbeitsgruppe mit Herrn PETERSEN, Prof. Dr. KUNZ, Dr. FLÜGGE, Dr. RENGER, Herrn SCHALLER, Herrn STIGGE, Prof. Dr. JENSEN und Dr. RUDOLPH begleitete und unterstützte mit vielen Anregungen die Arbeit. Herrn SCHMIDT und Dr. BEHRENS vom Seewetteramt sei für die Berechnung der Winddaten gedankt.

Herr RALF ANNUTSCH hat von seinem ozeanographischen Standpunkt aus wertvolle Diskussionsbeiträge und Erkenntnisse geliefert. Ihm sei für die vielen Stunden, in denen wir gemeinsam Sturmfluten analysierten und Inhalte diskutierten, gedankt. Dr. HERMANN CHRISTIANSEN hatte bei administrativen Problemen stets ein offenes Ohr und unterstützte das Projekt mit Rat, Tat und Keksen.

Für das Gelingen der Arbeiten wurden eine Vielzahl von Pegelbögen, Daten und Informationen benötigt. Kooperativ halfen Herr BEDNARCZYK und Herr WENDT vom Wasser und Schifffahrtsamt Tönning, Herr SCHALLER vom Amt für Ländliche Räume Husum und Herr BOJEN vom Wasser- und Schifffahrtsamt Emden, wofür ihnen sehr gedankt sei.

# 1. Einleitung

Das beginnende 21. Jahrhundert ist in den Industriestaaten gekennzeichnet durch die Hochtechnisierung der Industrie – und damit verbunden – durch die Verlagerung der menschlichen Arbeit weg vom produzierenden Gewerbe hin zum Dienstleistungssektor. Sie geht einher mit einem umfassenden sozio-ökonomischen Wandel, der alle Ebenen der Gesellschaft umfasst. Diese Veränderungen sind so grundlegend, dass sie mit dem Epochenwechsel von der Agrar- zur Industriegesellschaft verglichen werden können.

In Zeiten des Wechsels geht der Blick zurück. Es wird ein Resümee gezogen mit dem Ziel, Erkenntnisse aus der Vergangenheit zu ziehen und auf der Basis dieser Erkenntnisse den Blick nach vorne zu richten und die Herausforderungen des 21. Jahrhunderts zu meistern.

Einer dieser Blicke gilt dem Wandel des Klimas und damit der Frage, ob der Emissionsausstoß bereits zur Erwärmung geführt hat oder nicht. Im Zuge dieser Diskussionen sind in den letzten Jahren in verstärktem Maße auch die Sturmfluten im Nordseeküstengebiet in den Mittelpunkt des wissenschaftlichen wie des öffentlichen Interesses gerückt. Verstärkt wird das Interesse am Thema Sturmfluten durch den subjektiv geprägten Eindruck des einzelnen Beobachters, dass die Sturmfluten häufiger auftreten und höher werden. Hieraus ergibt sich die von einigen Teilen der Öffentlichkeit vorgebrachte Sorge um die Gewährleistung des Hochwasserschutzes.

Im 20. Jahrhundert stieg global die Temperatur um 0,6 °C  $\pm$  0,2 °C (HOUGHTON et al., 2001). Dies ist ein deutliches Klimasignal, das uns herausfordert, die Änderung der Sturmfluten unter Erwärmungsbedingungen zu analysieren. Im Gegensatz zu den bisherigen Forschungen liegt der Schwerpunkt dieser Arbeit nicht nur auf der Entwicklung der Sturmflutscheitel, bei der ausschließlich der zufällig um Hochwasser eintretende starke Windeinfluss beachtet wird, sondern auf der Erforschung der Wasserstandsanhebung zu jedem Tidezeitpunkt und damit auf jeglichem auf das Wasser einwirkenden Sturmwind. Dieser kann theoretisch immer auch bei Hochwasser auftreten und damit eine die Küste gefährdende Sturmflut auslösen. Die Untersuchung des gesamten Sturmflutverlaufes über den Windstau gelaufener Sturmfluten ist der entscheidende Unterschied zu den bisherigen Untersuchungen, die sowohl national als auch international vorliegen. Methodisch wird sich mit der Auswertung gelaufener Sturmfluten auf empirische Verfahrensweisen konzentriert. Die Entscheidung, auf Modelluntersuchungen zu verzichten, liegt darin begründet, dass es einer empirischen Untersuchung eingetretener Sturmfluten bedarf, die die grundlegenden, wissenschaftlich fundierten Erkenntnisse zum gesamten Sturmflutverlauf über den Windstau und damit die Wirkung des Windes auf den Wasserstand herausarbeitet sowie die Vielzahl an individuellen Einzelereignissen in einem System zusammenfasst und klassifiziert. Erst dann können die späteren Modellergebnisse zu Sturmfluten, die bei weitaus höherer Erwärmung und etwaigen stärkeren Winden auftreten könnten, überprüft und plausibilisiert werden, indem deren Ergebnisse als Fortsetzung oder logisch nachvollziehbare Brüche in das System der Sturmfluten des 20. Jahrhunderts integriert werden. Unabhängig, wie hoch die so ermittelten Sturmfluthöhen sein werden, ihr Sturmflutverlauf muss der Physik mit der jeweiligen Advektion, Dissipation und Reflexion der etwaigen Änderung, aufgrund z.B. höherer Wasserstände wie Meeresspiegelanstieg des entsprechenden Untersuchungsgebietes, entsprechen und damit logisch den bisherigen Verlauf ergänzen und erweitern.

Die vorliegende Untersuchung stellt daher einen kleinen Ausschnitt des großen Blickes zurück dar, in dem zunächst die Frage der Veränderung der Sturmfluten hinsichtlich Höhe, Häufigkeit und Dauer beantwortet werden soll. Von entscheidendem Interesse ist jedoch, die Sturmfluten in ihrem gesamten Verlauf zu analysieren, sie zu klassifizieren sowie den Ver-

lauf einer mittleren Sturmflut und ihrer Veränderung im 20. Jahrhundert zu charakterisieren. Im Blick nach vorn soll aus den gewonnenen Erkenntnissen dem wissenschaftlichen und öffentlichen Interesse ein Hinweis gegeben werden, welchem Grenzwert die Sturmfluten unter der Klimaerwärmung im 20. Jahrhundert zustreben und wie unter diesen Bedingungen der Windverlauf pro Pegel – und damit die Windstaukurve, die zu einem Grenzwert führen kann – aussehen müsste.

Für den Hochwasserschutz sind die empirischen Erkenntnisse dieser Arbeit von Bedeutung, da mit Hilfe des Windstaus die Windentwicklung und die Möglichkeit des Eintritts der maximalen Windstaukurve in der Tendenz erkennbar sind.

Somit bildet die Arbeit eine Grundlage

- für den Erkenntnisgewinn zur Veränderung der Sturmfluten in Höhe, Häufigkeit, Dauer und Verlauf aufgrund der Klimaänderung im 20. Jahrhundert in Höhe von 0,6 °C ± 0,2 °C,
- zur Klassifizierung der Vielzahl an individuellen Sturmfluten in ein System, das Angaben über generelle Sturmflutverläufe macht, die je nach Pegel zu ordinären, schweren und sehr schweren Sturmfluten führt,
- zur Berechnung eines Windstaus und damit Windverlaufes, der zu einer maximalen Sturmflut unter momentaner Klimaerwärmung führen kann,
- zum Erkenntnisgewinn, ob dieser Wert der ist, bei dem der Windstau nicht mehr exponentiell, sondern deutlich geringfügiger ansteigt,
- zur Frage, ob der Windstau und damit die Windkomponenten, der Anstieg des Windes bzw. des Windstaus, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit bzw. des Windstauscheitels und Abflauen des Windes bzw. Abfall des Windstaus einen Trend dahingehend aufweisen, dass dieser maximale Windstauwert eintreten kann,
- zur Bewertung des momentanen Hochwasserschutzes und
- zur Plausibilisierung zukünftiger Untersuchungen, die den Themenbereich *Extremwert* behandeln.

# 1.1 Vorstellung der Arbeit und Einordnung in den Forschungszusammenhang

Der Komplex "Sturmflut" ist als Grundlagenforschung dem Bereich "Klimawirkungsforschung" zuzuordnen. Die Analyse von Änderungen der Sturmfluten und deren Ursachen dient als Grundlage für weiterführende Forschungen, wie Berechnung von sicheren Deichhöhen und Risikoabschätzung der Küstensicherheit oder Bewertung von Modellergebnissen für zukünftige Sturmflutscheitelanstiege aufgrund von Klimaerwärmungen. Untersucht wird exemplarisch für die südliche Nordsee die Deutsche Bucht am Beispiel der Pegel Helgoland, Norderney, Cuxhaven und Wittdün.

Grundsätzlich wird in diesem Forschungsvorhaben nicht vorrangig die Scheitelentwicklung der Sturmtide analysiert, sondern vielmehr der gesamte Sturmflutverlauf. Dieser spiegelt sich im Windstau wider, mit dem die Veränderung der auf das Wasser einwirkenden Kräfte erfasst wird.

Der Windstau in der Deutschen Bucht ist zu definieren als Differenz zwischen der mittleren Tide und der Sturmtide. Er wird somit in erster Linie durch den Windeinfluss repräsentiert, enthält aber daneben auch die Faktoren statischer Luftdruck, zeitliche Änderung des Luftdrucks, Wassertemperatur und Temperaturdifferenz Luft-Wasser. Weiterhin sind im Windstau durch die Definition über die mittlere Tide auch astronomische Anteile enthalten. Demzufolge müssen der Luftdruck – vor allem dessen Auswirkungen auf die so genannten Fernwellen – und der astronomische Anteil im Windstau analysiert werden. Die Fernwellen werden hinsichtlich der Faktoren Dauer, Periode und Häufigkeit untersucht. Der astronomische Einfluss auf die Sturmtiden wird über die Differenz der astronomischen Tide zur mittleren Tide jeder Sturmtide berücksichtigt. Hierbei ist zu beachten, dass die einfache Addition der astronomischen und der Druckbestandteile zu den windbeeinflussten Wasserstanderhöhungen nicht korrekt ist. Mit jeder Wasserstanderhöhung gleichgültig welcher Ursache benötigen weitere Wasserstandanhebungen mehr Energie, um die gleiche Erhöhung zu erzielen. Das kann zur Folge haben, dass bei einer Sturmflut der Faktor Astronomie keine additive Wirkung zeigt, da der gesamte Wasserstand schon so hoch ist. Die interessante Diskussion hierzu wird entsprechend dargelegt.

Methodisch standen zur Analyse der Sturmflutveränderung bzw. -entwicklung in einem Zeitraum folgende Methoden zur Verfügung:

- a) Es werden nur die Scheitelwasserstände oberhalb des Mittleren Tidehochwassers betrachtet und aus ihnen die Entwicklung von Wasserständen und deren Häufigkeit berechnet.
- b) Extremwertstatistik und Eintrittswahrscheinlichkeit von Scheitelwasserständen oder Windstaumaxima.
- c) Modellierung. Hier ist es auch möglich, den gesamten Sturmflutverlauf zu betrachten. Sie erfolgt aber selten über den Windstau, der die Wirkung des Windes korrekt spiegelt.
- d) Empirische Analyse des gesamten Sturmflutverlaufes und seines Windverlaufes über den Windstau.
- e) Den Hochwasserschutz konkret betreffend und in den erstgenannten Punkt hineinreichend ist die Risikopotentialanalyse unter Zuhilfenahme von Extremwertstatistik und Eintrittswahrscheinlichkeit. Dies ist jedoch vom Prinzip ein anderer Forschungszweig, der unter Zuhilfenahme der Ergebnisse aus der Sturmflutforschung das Risiko einer Deichüberspülung oder eines Deichbruches berechnet und den daraus resultierenden volkswirtschaftlichen Schaden ableitet. Für diesen Forschungszweig sind die Ergebnisse aus der Sturmflutforschung als Unterstützung notwendig, er liefert jedoch nicht selbst Erkenntnisse zur Sturmflutentwicklung.

Während die Punkte a, b, und e sich auf Wasserstandserhöhungen beziehen, die zufällig bei Hochwasser vorkommen (wobei Punkt c je nach Vorgehensweise ebenfalls genannt werden kann), bezieht sich das gewählte Verfahren d auf alle Wasserstandsänderungen, die von Sturmwindlagen zu jeder Tidephase induziert wurden. Das kann sogar zur Folge haben, dass bei Hochwasser nur noch eine relativ geringfügige Wasserstandsanhebung vorliegt. Die Erfassung aller sturmflutrelevanten Wetterlagen über die Windstaubearbeitung erfolgt nicht erst durch die Art der Bearbeitung, sondern bereits durch die Definition einer Sturmflut. Die Problematik der Definition einer Sturmflut und deren Folgen auf das Ergebnis wird in der vorliegenden Arbeit ausführlich dargelegt, und mit einem Definitionsvergleich werden die differierenden Ergebnisse grafisch dargestellt.

Wird auf Grundlage der Definition über die Sturmflutscheitel eine Extremwertstatistik durchgeführt, so gibt auch sie nur einen Ausschnitt der Sturmwindwetterlagen wieder, der für die Zukunft prognostiziert wird. Des Weiteren ist die Aussagekraft von 1:100, 1:1.000 oder, wie in den Niederlanden, von 1:10.000 diskussionswürdig, da hier zwar Angaben über die Wahrscheinlichkeit gemacht werden, diese aber, egal wie hoch sie sind, immer auch am nächsten Tag auftreten können.

Die Extremwertstatistik ist jedoch für eine Einordnung eines Wertes von großer Bedeutung, weshalb auch in dieser Arbeit in den Kapiteln zu den maximalen Windstaukurven die Eintrittswahrscheinlichkeit der Maximalwerte zu jeder Tidephase berechnet und disku-

tiert wird. Um den analysierten Maximalwert einer klassischen Methode einem Vergleich zu unterziehen, werden Verteilungsfunktionen für die Windstaumaxima getrennt nach Windstaumaximum berechnet. Hierbei gelangen Extremfunktionen wie Exponential-, Gumbel-, Log-Gumbel-, Weibull-, und eine modifizierte Rayleigh-Verteilungsfunktion zum Einsatz. Sie dienen einer Höhenangabe oder der Überprüfung der z.B. hier berechneten Höhenangabe, aber keineswegs einer Prognosenbildung für die Sturmflutklimaänderung, da die Änderung des Sturmflutverlaufes erfasst wird. Ändern sich aufgrund globaler Erwärmung Wind- und Windstauverlauf derart, dass für die einzelnen Pegel keine Maximalwerte gebildet werden können, werden sie in diesen Berechnungen nicht berücksichtigt. Infolgedessen muss für eine solide Sturmflutklimabetrachtung immer analysiert werden, wie der Windverlauf pro Pegel sein muss, damit Höchstwerte eintreten können. Die Tendenz der Windentwicklung in seiner Windgeschwindigkeitsänderung gibt einen Anhalt über die Möglichkeit eines beschleunigten Eintritts von Extremwerten. Dies ist mit Extremwertstatistik nicht möglich.

Sehr viel genauer kann mit der Modellierung (Punkt c) gearbeitet werden. Auch hier kann der gesamte Sturmflutverlauf einbezogen werden. In der Regel wird aber der Wasserstand analysiert und nicht der Windstau, wodurch die größte Energiewirkung, nämlich das Windstaumaximum und der Ablauf der wasserstandhebenden Kräfte, nicht berücksichtigt wird. Entscheidend ist wiederum die Auswahl des besonderen Ereignisses Sturmflut aus dem Kollektiv der erhöhten Tideereignisse. Die Grenzen, die sich bei der Modellierung aufzeigen, liegen zum einen in dem Modell selbst, das zur Verfügung steht, mit der enthaltenen Physik und seiner Auflösung. In diesem Feld liegt eine ständige Entwicklung vor, so dass zum Zeitpunkt der Fertigstellung der vorliegenden Arbeit der Standard deutlich weiter fortgeschritten ist als zum Zeitpunkt der Verarbeitung und Analyse der Daten dieser Arbeit. Zum anderen liegen die Grenzen in der Physik der Sturmfluten selbst und der Möglichkeit, die Ergebnisse plausibel zu erläutern.

Es gilt die einfache Regel, dass der Windstau, wenn der Wind aus der stauwirksamen Windrichtung weht, mit steigender Windgeschwindigkeit exponentiell ansteigt und ins Unendliche geht. Es ist aber davon auszugehen, dass ab einem bestimmten Wasserstand nicht mehr nur noch das Wasser an der Küste gestaut werden kann, sondern es zu einem Abfließen der Wassermassen kommt. Demzufolge muss es eine Art Grenzhöhe geben, bei der die Wasserstanderhöhung nicht mehr exponentiell ansteigt, sondern sich stark verlangsamt oder nur noch asymptotisch ansteigt. Empirisch lag bisher hier keine Untersuchung vor. Die Frage ist, ob die Physik der Modelle genau dieses Phänomen ausreichend erfasst und dadurch keine Überschätzung bei Extremwerten deutlich oberhalb der bisher eingetretenen berechnet.

Eine Plausibilisierung der Ergebnisse kann immer nur im Rahmen bekannter physikalischer Phänomene oder über physikalische Erklärungen nicht bekannter Phänomene erfolgen. Für den Verlauf des Windstauanstiegs im Extrembereich lagen bis zum Zeitpunkt des Erstellens dieser Arbeit keine Erkenntnisse vor. Eine Arbeit, die versucht, die Grenzhöhe herauszuarbeiten, bei der der Windstau nicht mehr exponentiell ansteigt, und die Grundkenntnisse liefert, bei der Sturmfluten je Pegel in einem System betrachtet werden und nicht mehr als Einzelereignis, liefert notwendige Kenntnisse zur Bewertung von Ergebnissen. Hier können die Ergebnisse in das System Sturmflut je Pegel eingeordnet werden, wo sie sich plausibel einfügen müssen bzw. das System logisch erweitern müssen.

Methodisch wird deshalb ein empirisches Vorgehen gewählt, bei dem die genannten Fragen beantwortet werden können. Hierbei wird der Windstau in Anstieg, Scheitel und Abfall parametrisiert. Bei diesem Verfahren wird der Windverlauf mit erfasst, da der Windstau der Änderung des Windes mit rund 3 h Zeitdifferenz folgt. Der Nachteil bei diesem empirischen Verfahren ist, dass sich bei der Bearbeitung der subjektive Faktor bemerkbar machen kann. Zur Objektivierung wurde deshalb eine sehr detaillierte Definition zum Erstellen der Parameter aufgestellt. Es konnte aber festgestellt werden, dass unter Berücksichtigung der Zeitdifferenz zwischen Windstauänderung und Windverlauf bei einigen Sturmfluten kritische und fragliche Parameter durch die zur Bearbeitung zur Verfügung stehenden Windgeschwindigkeits- und Windrichtungsverläufe nahezu objektiv gebildet werden konnten. Deshalb konnte das Regelwerk zum Erstellen der Parameter deutlich reduziert werden.

Gewählt wurde dieses Verfahren, da auf diese Weise die Sturmflutverläufe in ihre Komponenten zerlegt werden und über <u>die Parameter die Windverläufe</u> mit erfasst werden können. Über diese einzelnen Komponenten ist es möglich,

- die Sturmfluten zu klassifizieren und charakterisieren,
- über Korrelation der Parameter den jeweiligen Einfluss auf Windstauhöhe und Dauer zu analysieren,
- die Sturmfluten und ihre Veränderung aufgrund globaler Erwärmung im 20. Jahrhundert im gesamten Verlauf zu analysieren und
- über Trendberechnung Aussagen zu treffen, ob die momentanen Klimabedingungen die Tendenz in Richtung maximaler Windstauwerte und damit zu sehr schweren Sturmfluten haben.

Neben der Erfassung des Sturmflutklimas über die Analyse des Windstaus und seiner einzelnen Komponenten wird der Einflussfaktor Wind unmittelbar analysiert. Hierzu wird für den Bereich der Nordsee der Bodenwind des geostrophischen Windes berechnet.

Die Analyse der Ursachen der Veränderungen der Sturmfluten erfolgt in Hinblick auf die Windveränderungen, nicht jedoch hinsichtlich der Zyklonentätigkeit und deren Änderungen wie deren Zugbahnenanalyse, Höhe und Häufigkeit von Kerndrücken, großräumige Zirkulationsmuster etc.. Dies ist ein eigenständig zu bearbeitender Themenbereich, der eine große Komplexheit aufweist. Die grundlegenden Voraussetzungen zu diesem Thema werden in GÖNNERT et al. (2001) detailliert beschrieben.

Die vorliegende Arbeit füllt damit die Lücke zwischen den vielfältigen Arbeiten mit Exponentialfunktionen und Eintrittswahrscheinlichkeiten und der Modellierung. Sie erhält somit eine notwendige und bisher so nicht erfolgte Analyse des gesamten Sturmflutverlaufes, deren Erkenntnisse über Grenzwerthöhen nicht nur für die weitere Klimaforschung und den Hochwasserschutz von Bedeutung sind, sondern auch für die Plausibilisierung zukünftiger Modellierung. Diese Lücke zu füllen war notwendig, da sonst mit weit überschätzten Prognosen über Exponentialfunktionen und über Modellierung nicht kontrollierbare Ergebnisse berechnet werden. Demzufolge bildet der Blick zurück die Grundlage für den Blick nach vorn, der neben den Zielen

- Erfassung signifikanter Änderungen der Sturmfluten (Höhe, Häufigkeit, Dauer, Verlauf) im Laufe des 20. Jahrhunderts,
- Analyse der Auswirkungen einzelner Windkomponenten auf den Sturmflutverlauf insbesondere auf die Höhe – und damit die Analyse der Folge der Veränderung einzelner Sturmflutwetterkomponenten aufgrund der Erwärmung im 20. Jahrhundert,
- Analyse eines Grenzwertes und
- Analyse des Einflusses von Fernwellen und Astronomie auf die Sturmfluthöhe
- der weiteren Forschung dienlich ist.

# 2. Global Change und Greenhouse Effect

Die Sturmflutveränderung steht in engem Zusammenhang mit der Diskussion um die Klimaerwärmung. Infolgedessen sollen in einem übergeordneten Kapitel die Themen Global Change und Greenhouse Effect erläutert werden.

Die Begriffe Global Change und Greenhouse Effect werden häufig eng im Sinne der anthropogen verursachten Erwärmung der Erde und Klimaänderung genutzt. Tatsächlich ist die prognostizierte Erwärmung der Erde zurückzuführen auf den Greenhouse Effect. Dieser ist jedoch nicht ausschließlich ein Phänomen der heutigen, im speziellen der nachindustriellen Zeit, sondern vielmehr ein natürliches, das Leben auf der Erde erhaltendes Phänomen der Erde.

Bereits bei der Entstehung des Planeten Erde bildeten Wasserdampf und Kohlendioxid sowie Methan eine Hülle um die Erde, die entstanden ist aus der inneren Hitze des Planeten und der Vulkantätigkeit. Dadurch stieg "… in den unteren Atmosphärenschichten … die Temperatur wesentlich über jene, die allein aufgrund des Abstandes zur Sonne zu erwarten gewesen wäre: Wasserdampf und Kohlendioxid, die wichtigsten Treibhausgase, hielten wie die Scheiben eines Glashauses die Wärmestrahlung der Erdoberfläche gefangen und ließen nur einen Teil in das All entweichen" (GRAßL und KLINGHOLZ, 1990).

Die natürlichen Treibhausgase bewirken, dass das Klima weitestgehend konstant bleibt und auf der Erde eine Durchschnittstemperatur von plus 15 °C statt minus 15 °C herrscht, indem sie das wärmende Sonnenlicht zur Erde durchdringen lassen, andererseits aber verhindern, dass die Wärmestrahlung vollständig in das Weltall entweichen kann. Die auf der Erde ausgeglichene Strahlungsbilanz setzt sich aus den folgenden Komponenten zusammen (nach GRAßL und KLINGHOLZ, 1990): Auf die Erde trifft pro Quadratmeter Erdoberfläche eine Leistung von 390 Watt. Davon reflektieren 30 % die Wolken, die helle Erdoberfläche und die Luftmoleküle. Dagegen absorbieren die Erdoberfläche 49 % der Sonnenstrahlung und die Atmosphäre 30 %. Diese Energie erwärmt zum einen die Erde, zum anderen lässt sie Wasser aus den Ozeanen verdampfen. Die Erde strahlt die aufgenommene Wärmeenergie wieder vollständig ab, allerdings verzögert, da ein Teil über die Wolken und die Treibhausgase zurückgehalten wird. Insgesamt befindet sich die Erde also in einem Strahlungsgleichgewicht. Ändern kann es sich nur über große Zeiträume, indem entweder mehr Sonnenstrahlung absorbiert wird, so dass die Erde wärmer wird, oder aber sie reflektiert mehr Wärme und wird damit kälter. Es muss sich aber auch dann wieder ein neues Gleichgewicht einstellen.

Demzufolge ist, war und wird das Klimasystem wie alle komplexeren Systeme auch ohne anthropogene Eingriffe Variabilität zeigen, "... die je nach dominanter Zeitskala der wechselwirkenden Teile Klimaschwankungen verursacht. Es ist dann nur eine Frage des zur Mittelung gewählten Zeitintervalls, ob die Variabilität Klimaschwankung genannt wird" (GRAßL, 1993).

# Der Greenhouse Effect

Ebenso wie jeder andere Körper mit einer Temperatur über minus 237 °C gibt auch die Erde permanent Wärmestrahlung ab. Während die sichtbare Sonnenenergie auf die Erde als kurzwellige Strahlung trifft und damit durch die Atmosphäre auf die Erde dringt, bleibt die auf der Erde in langwellige Wärmestrahlung umgewandelte Strahlung meist an den Treibhausgas-Molekülen hängen.

Am Beispiel des Treibhausgas-Moleküls Kohlendioxid sei die "Arbeitsweise" des Treibhausgases erläutert. Trifft die Wärmestrahlung auf ein Kohlendioxid, beginnen die Sauer-

stoffatome an den Seiten des Kohlenstoffes zu rotieren und bringen das Kohlenstoffatom zum Schwingen. Auf diese Weise absorbiert das Kohlenstoffatom die Wärmestrahlung und heizt die Atmosphäre auf. Ein Teil der Energie, die von den Kohlendioxidmolekülen in alle Richtungen abgegeben wird, wird zurück zur Erde geschickt.

Die anderen Treibhausgase, vor allem Wasserdampf, Ozon, Lachgas, Methan und der anthropogen verursachte Fluorchlorkohlenwasserstoff, haben eine ähnliche Wirkungsweise, so dass nur 16 % der Wärmestrahlung direkt ins All abgegeben werden, der Rest erfolgt über die Atmosphäre. Auf diese Weise entsteht eine Bilanz, die besagt, dass von den 237 W/m<sup>2</sup> Sonnenenergie, die auf die Erde treffen, 390 W/m<sup>2</sup> als Wärmestrahlung in die Atmosphäre zurückgeschickt werden. Ins Weltall entweichen aber nur die "gleichgewichtigen" 237 W/m<sup>2</sup>. Die restlichen 153 W/m<sup>2</sup> werden immer wieder von der Erde abgegeben, verbleiben aber aufgrund der Treibhausgase als Restbilanz letztendlich auf der Erde. Auf diese Weise wirken die Treibhausgase wie eine Scheibe eines Treibhauses. Ändert sich die Konzentration dieser Gase, so entweicht mehr oder weniger Wärme von der Erde oder aus dem Treibhaus, und es wird wärmer oder kälter auf der Erde.

### Die Treibhausgase

Treibhausgase sind Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan, Ozon, Distickstoffoxid. Sie nehmen an der Zusammensetzung der Luft einen sehr geringen Anteil ein. Die trockene Luft – trocken wegen des sehr variablen Anteils an Wasserdampf in der Luft – besteht zu 78,08 % aus Stickstoff, zu 20,95 % aus Sauerstoff und zu 0,93 % aus dem Edelgas Argon (GRAßL u. KLINGHOLZ, 1990), die alle keinen nennenswerten Anteil am Wärmehaushalt der Erde haben. Die dafür notwendige Funktion, Sonnenstrahlung und Wärmestrahlung zu absorbieren, fehlt diesen Bestandteilen.

Zum Wärmehaushalt trägt dagegen – wie bereits erwähnt – Wasserdampf bei, der je nach Temperatur und Luftfeuchtigkeit in seinem Volumenanteil in der Luft stark von einigen Millionstel in der Stratosphäre (Atmosphärenschicht etwa 50 km über der Erde), über ein Tausendstel über der Polarregion bis zu drei Hundertstel in den Tropen nahe der Erdoberfläche variiert (GRAßL u. KLINGHOLZ, 1990).

Das Kohlendioxid als eines der wichtigsten Gase in der Luft hat nur noch einen Anteil von 0,035 % in der Luft, ist aber neben Wasserstoff eines der wichtigsten Treibhausgase. Alle Treibhausgase zusammen nehmen insgesamt nur einen Volumenanteil von 3 % in der Luft ein.

Viele der Treibhausgase haben eine lange Halbwertzeit. Eine zusätzliche anthropogen bedingte Anhäufung der Treibhausgase in der Atmosphäre wird demzufolge nur über sehr lange Zeiträume abgebaut.

In Tab. 2.1 ist der Anstieg der Treibhausgase aufgrund von anthropogenen Aktivitäten dargestellt. Ihre Interpretation erfolgt in Anlehnung an HOUGHTON et al. (2001). Recht deutlich ist ein Anstieg der  $\underline{CO_2}$ -Konzentration zu verzeichnen von 280 ppmv in der vorindustriellen Phase auf 367 ppmv 1999. Dieser Anstieg ist in Verbindung mit der Verbrennung fossiler Brennstoffe, aber auch mit der Umwandlung von Fläche zur Landnutzung zu sehen.

Auch Methan wächst aufgrund anthropogener Aktivitäten wie Reisanbau, Großviehhaltung, Biomassenverbrennung, Erdgasleckagen sowie des Verbrauchs fossiler Brennstoffe. Von 1750 bis 1998 stieg die globale durchschnittliche Methankonzentration um 150 %. Methan steigt in der Atmosphäre weiterhin an von 1,610 ppb 1983 auf 1,745 ppb 1998, wobei die jährliche beobachtete Zunahme abnahm.

	CO <sub>2</sub> Kohlen- dioxid	CH <sub>4</sub> Methan	N <sub>2</sub> O Stickstoff	CFC-11	HCFC-23 (CFC- Vertreter)	CFC <sub>4</sub> (perfluoro- carbon)
Vorindustrielle Konzentration	280 ppmv	~ 700 ppbv	~ 270 ppbv	0	0	40 ppt
Konzentration 1998	365 ppmv	1745 ppbv	314* ppbv	268* pptv <sup>§</sup>	14 pptv	80* pptv
Rate der Kon- zentrations- änderung	1.5 ppmv/yr 0.9–2.8 ppm/yr	7 ppbv/yr 0–13 ppb/yr	0.8 ppbv/yr	-1.4 pptv/yr	0.55 pptv/yr	1 pptv/yr
Verweilzeit	50–200 <sup>§§</sup>	12 <sup>\$\$\$</sup>	114	45	269	>50.000

Гab.	2.1: Zusammenstellung	von Treibhausgasen	verstärkt	durch	menschliche	Aktivitäten
		(aus: HOUGHTON e	et al., 2001	)		

Die Wachstumsraten von CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> und N<sub>2</sub>O sind der Durchschnitt über die Dekade beginnend mit den Jahren 1990–1999; die Wachstumsrate von Halocarbon basiert auf den 90er-Jahren.

\* = geschätzt auf Grundlage der Daten von 1992–93

\$ = 1 pptv = 1 part per trillion (million million) per volume

<sup>\$§</sup> = Eine einzelne Verweilzeit lässt sich nicht für CO<sub>2</sub> bestimmen aufgrund der unterschiedlichen Aufnahmeraten von Sinkprozessen.

= Diese wird definiert als eine Anpassungszeit, die die indirekten Effekte von Methan auf seine eigene Verweilzeit berücksichtigt.

CFC = Chlor

<u>N<sub>2</sub>O (Distickstoffoxid, Lachgas)</u> hat eine relativ geringe Anstiegsrate. Allerdings ist die Verweilzeit in der Atmosphäre sehr hoch. Verursacher von Lachgas sind vor allem Stickstoffüberdüngung in der Landwirtschaft und eine Reihe industrieller Prozesse. Seit der Industrialisierung steigt der Anteil an N<sub>2</sub>O in der Atmosphäre um 16 %/Jahr (46 ppb) an. Die atmosphärische Konzentration steigt weiterhin an mit 0.25 %/yr (1980–1998). Die Wachstumsrate hatte in den 80er- und frühen 90er-Jahren deutlich abgenommen von 0.8 ppbv/Jahr auf 0.5 ppvb/Jahr 1993.

In den frühen 90er-Jahren war die Wachstumsrate von  $CO_2$ ,  $CH_4$  und  $N_2O$  gering. Die Gründe dieser Variation sind noch nicht eindeutig geklärt, aber die Daten der letzten Jahre zeigen, dass diese Entwicklung vergleichbar ist mit der durchschnittlichen Wachstumsrate der 80er-Jahre.

<u>Halokarbone</u> umfassen Chlor und Brom und verursachen Ozonverbrauch. Im Protokoll von Montreal wurde der Ausstoß begrenzt, wodurch die Wachstumsrate vieler dieser Verbindungen gesunken ist. So ist das Wachstum von  $CFC_s$  auf Null zurückgegangen. Die Konzentration von  $CFC_s$  und  $HCFC_s$  und ihr Ozonverbrauch sollen laut dem Protokoll von Montreal absinken.

Treibhausgase mit langer Verweilzeit wie vor allem HCFC<sub>s</sub>, PFC<sub>s</sub> und SF<sub>6</sub> beeinflussen zur Zeit die Strahlungsintensität vergleichbar gering. Ihr projektiertes Wachstum kann die Strahlungsintensität im 21. Jahrhundert jedoch beträchtlich verstärken.

 $Ozon (O_3)$  ist ein bedeutendes Treibhausgas, das sowohl in der Stratosphäre als auch in der Troposphäre vertreten ist. Änderungen im Ozon bewirken eine Verstärkung der Sonneneinstrahlung und der Abstrahlung der Erde. Die Strahlenintensität der Sonne ist streng

abhängig von der vertikalen Verteilung von Ozon und reagiert besonders sensibel auf Änderungen im Höhenniveau der Tropopause. Das Muster der troposphärischen und stratosphärischen Ozonänderungen ist räumlich variabel.

Das <u>Troposphärische Ozon</u> steigt seit 1900 deutlich an. Dieser Trend verstärkt sich mit Beginn der 60er-Jahre bis Ende der 80er-Jahre. Allerdings ist seit den 90er-Jahren eine deutliche Absenkung des Anstiegs zu verzeichnen bis hin zum gänzlichen Stopp der Zunahme. Auf der Südhalbkugel lässt sich seit den 80er-Jahren gar eine Abnahme erkennen.

Für das <u>Stratosphärische Ozon</u> wird seit den 70er-Jahren eine Abnahme beobachtet, wobei das wichtigste Phänomen das Ozonloch über der Antarktis im September und Oktober ist. Es ist aber auch eine statistisch signifikante Abnahme im gesamten Ozon in den mittleren Breiten beider Hemisphären erkennbar. In den Tropen liegt nur ein geringer und nicht ansteigender Trend zur Verringerung des Ozons vor.



# Veränderung der radioaktiven Strahlung

Abb. 2.1: Mittlere jährliche Änderung der radioaktiven Strahlung aufgrund anthropogener Einflüsse seit der vorindustriellen Zeit bis 1992 und von natürlichen Änderungen in der Sonnenenergie von 1850 bis heute (aus: HOUGHTON et al., 1995)

Die Berechnung der globalen durchschnittlichen radioaktiven Strahlung bildet eine gute Möglichkeit, um einen ersten überschlägigen Eindruck von der potentiellen Klimabedeutung der einzelnen Komponenten zu erhalten. Eine solche globale Betrachtungsweise stößt auf ihre Grenzen in dem <u>räumlichen Muster der gut durchmischten Treibhausgase</u>, dem <u>regional variierenden troposphärischen Ozon</u> und den <u>regional variierenden troposphärischen</u> <u>Aerosolen</u>. Infolgedessen gibt eine globale Darstellung der radioaktiven Strahlung kein umfassendes Muster der möglichen Klimaauswirkungen wider. Negative Werte dürfen nicht als rechnerischer Ausgleich betrachtet werden.

Abb. 2.1 zeigt die mittlere jährliche Änderung der radioaktiven Strahlung in Wm<sup>-2</sup> von 1850 bis heute aufgrund natürlicher solarer Schwankungen und anthropogener Einflüsse seit Beginn der Industrialisierung. Während die Blockdiagramme den mittleren Bereich der radioaktiven Strahlung angeben, weisen die Linien eine Einschätzung des unzuverlässigen Bereichs auf, die auf einer Spannbreite veröffentlichter Werte basiert. Der Vertrauensbereich gibt die Wahrscheinlichkeit an, dass die aktuelle radioaktive Strahlung innerhalb dieses Bereiches liegt.

Während die direkte Wirkung des Greenhouse Effects in der ersten Säule mit den wichtigsten Treibhausgasen dargestellt ist, ist die indirekte Strahlung in der zweiten und dritten Säule mit dem Abnehmen des stratosphärischen Ozons und der Zunahme des troposphärischen Ozons dargestellt. Auch die Wirkung der Aerosole wird in direkte und indirekte Effekte differenziert. Hierbei ist der indirekte Effekt nicht als Säule, sondern nur als Linie abgebildet, da es sich um die Änderung der Wolkeneigenheiten handelt, deren quantifizierte Erfassung der daraus resultierenden Prozesse noch stark begrenzt ist. Die letzte Säule gibt die Möglichkeit des Wechsels der radioaktiven Strahlung aufgrund der Variation der Sonneneinstrahlung an.

In differenzierten Werten ergibt sich die in Tab. 2.2 dargestellte mittlere radioaktive Strahlung in Wm<sup>-2</sup>. Auch hierbei ist zu beachten, dass es nicht erlaubt ist, negative Werte gegen positive aufzurechnen, um zu einer Minderung der Beeinflussung zu gelangen.

Faktoren	Leistung in Wm <sup>-2</sup>
Treibhausgase (CO <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> O und Halokarbone)	+2.45 Wm <sup>-2</sup> (von +2.1 bis +2.8 Wm <sup>-2</sup> )
Troposphärisches Ozon	+0.4 Wm <sup>-2</sup> (von +0.2 bis +0.6 Wm <sup>-2</sup> )
Stratosphärisches Ozon	-0.1 Wm <sup>-2</sup> (von -0.05 bis -0.2 Wm <sup>-2</sup> )
Anthropogene Aerosole (Sulfate, Ruß von fossilen Energieträgern, vor allem Kohle, und organische Aerosole durch Biomassenverbrennung)	-0.5 Wm <sup>-2</sup> (von -0.25 bis -1.0 Wm <sup>-2</sup> )
Sulfataerosole (fossile Brennstoffemission)	-0.4 Wm <sup>-2</sup> (von -0.2 bis -0.8 Wm <sup>-2</sup> )
Ruß in Aerosolen von fossilen Brennstoffquellen	+0.2 Wm <sup>-2</sup> (von +0.03 bis +0.3 Wm <sup>-2</sup> )
Direkte radioaktive Strahlung von Partikeln, die im Zusammenhang mit Biomassenverbrennung liegt	-0.2 Wm <sup>-2</sup> (von -0.07 bis -0.6 Wm <sup>-2</sup> )
Troposphärische Rußpartikel, beeinflusst durch menschliche Aktivität	nicht quantifizierbar
Wolkenveränderung aufgrund von Aerosolen durch menschliche Aktivität (indirekter Effekt)	0 bis –1.5 Wm <sup>-2</sup> (Kann nicht genau quantifi- ziert werden, weshalb für Szenarien i.d.R. –0.8 Wm <sup>-2</sup> genutzt wird.)
Änderung der radioaktiven Strahlung aufgrund von Änderung im solaren radioaktiven Output*	seit 1850 –0.3 Wm <sup>-2</sup> (von –0.1 bis –0.5 Wm <sup>-2</sup> )
Aerosole verursacht durch Vulkantätigkeit*	k.A.; groß für kurze Zeiträume z.B. Mt. Pina- tubo –3 bis –4 Wm <sup>-2</sup>

Tab. 2.2: Mittlere radioaktive Strahlung

\* Die vorübergehenden Variationen können klimatische Änderungen von Zeiträumen über Jahrzehnte erklären

# **Global Change**

Aus den vorangegangenen Erläuterungen wird deutlich, dass die Änderung des globalen Klimas eng mit der Zusammensetzung und dem Anteil an Treibhausgasen zusammenhängt. Nehmen die Treibhausgase in der Atmosphäre zu, steigt die durchschnittliche Temperatur auf der Erde, wodurch der Wasserkreislauf auf der Erde stimuliert wird: "… pro Grad Temperaturänderung steigt die Wasserdampfmenge in Luft bei typischen oberflächennahen Temperaturen um etwa 10 %". (GRAßL, 1993). Es ist dabei zu bedenken, dass die Treibhausgase stets global wirksam sind und nicht regional kompensiert werden können wie die anthropogenen Veränderungen der Oberfläche (GRAßL, 1993).

Eine weitere Rückkoppelung, die durch Veränderung der Temperaturen im Wasserhaushalt entsteht, liegt darin begründet, dass die hellste und die dunkelste natürliche Oberfläche auf der Erde aus Wasser besteht. Diese sind der Ozean als die dunkelste Fläche und der Pulverschnee als die hellste. Bei Erwärmung nimmt die hellste Fläche ab, und es wird mehr Sonnenenergie absorbiert. Infolgedessen entsteht durch das Abschmelzen der Gletscher eine weitere Erwärmung.

Die Wolken als weiterer Faktor haben zweierlei Wirkung: Während die niedrigen Wolken bevorzugt eine kühlende Wirkung im Treibhaus haben, weisen die hohen Wolken eine Erwärmung auf. Diese dünnen hohen Wolken werden jedoch auch anthropogen durch die Flugzeugabgase gebildet. Welche Rolle die Wolken bei der globalen Erwärmung spielen, ist bisher noch nicht ausreichend geklärt.

Der Anstieg der globalen Mitteltemperatur der unteren Atmosphäre in den letzten 100 Jahren wird von den Klimaforschern mit 0,6  $\pm$  0,2 °C angegeben (HOUGHTON et al., 2001). Diese Erwärmung fand hauptsächlich während zwei Perioden statt: zwischen 1910 und 1945 und 1976 bis 2000. Sie erfolgte nicht gleichmäßig auf dem gesamten Globus. Die größte Erwärmung fand auf den Kontinenten zwischen 40 °N und 70 °N satt. Einige Gegenden nördlich des 30. Breitengrades im Nordatlantik und umliegende Festlandsbereiche kühlten in den letzten Dekaden ab. Es lässt sich aber festhalten, dass seit 1400 AD die globale Mitteltemperatur im 20. Jahrhundert höher ist als in allen Jahrhunderten zuvor (HOUGHTON et al., 1995).

Allerdings kann bisher nicht eindeutig differenziert werden zwischen natürlicher Variabilität des Klimas und der anthropogen verursachten Erwärmung aufgrund der Änderung der Spurengaskonzentration seit Beginn der Industrialisierung. Die Unsicherheiten in den Schlüsselfaktoren sind für eine eindeutige Zuordnung noch zu groß. Weiterhin bewirkt die thermische Trägheitswirkung der Ozeane eine zeitliche Verzögerung der Auswirkung vergangener Beeinflussung im Umfang von einigen Jahrzehnten. Neueste Erkenntnisse von HOUGHTON et al. (2002) weisen darauf hin, dass eine Änderung des Klimas durch den Menschen heute bereits feststellbar erscheint. HEGERL, HASSELMANN u. LATIF (1998) versuchen durch Analyse der Stärke, der räumlichen Ausprägung und des Zeitverlaufs der natürlichen Klimaschwankungen das Treibhaussignal herauszudifferenzieren. Da bei diesen Modellrechnungen Komponenten wie die des Aerosols auf die Wolken und vulkanische Aerosole, erhöhte Rußkonzentration oder der Abbau des stratosphärischen Ozons nicht berücksichtigt werden konnten, bleibt weiterhin eine eindeutige Zuordnung der beobachteten Klimaänderung zu einem externen Faktor ein schwieriges Unterfangen. Trotzdem bezeichnen HEGERL, HASSELMANN u. LATIF (1998) die Modellrechnungen als eine gute Untermauerung der Angabe von HOUGHTON et al., dass eine Klimaänderung durch den Menschen bereits erkennbar sei.

Die Angabe von zukünftigen Klimaveränderungen ist mindestens ebenso schwierig, wenn nicht gar wesentlich schwieriger, wobei das Hauptproblem in der Abschätzung der

künftigen anthropogenen Spurengasemission liegt. Infolgedessen werden Emissionsszenarien erstellt, die verschiedene Anstiege der anthropogenen Spurengasemissionen berücksichtigen. Bei der Darstellung der Ergebnisse wird wiederum auf den Bericht des IPCC von HOUGHTON et al. (2002) zurückgegriffen. Zu berücksichtigen ist dabei aber, dass andere Institutionen z.T. differierende Ergebnisse berechnen.

Das IPCC unterscheidet zwischen verschiedenen Szenarien (IS92), die über gekoppelte Ozean-Atmosphärenmodelle berechnet werden. Diese schließen sowohl die Emissionen von Treibhausgasen als auch Aerosolverläufe ein:

- Die wirtschaftliche Entwicklung bleibt im momentanen Ausmaß bestehen, so dass sich der Weltenergieverbrauch bis zum Jahre 2100 vervierfacht. Gleichzeitig schreitet das Abholzen der tropischen Regenwälder unvermindert fort (Szenario "Business As Usual").
- Es erfolgen mäßige Eingriffe in den globalen Spurengasaustausch.
- Es erfolgen starke Eingriffe in den globalen Spurengasaustausch.
- Es erfolgt ein sofortiger und starker Rückgang des Ausstoßes aller klimawirksamer Spurenstoffe. Trotzdem steigt auch in diesem Szenario zunächst die Gesamtmenge aller Treibhausgase bis zum Jahre 2030 an.



Abb. 2.2: Prognostizierte globale Oberflächentemperaturerwärmung von 1990–2100 (HOUGHTON et al., 1995)

Selbst im Falle einer – wie es GRAßL u. KLINGHOLZ (1990) so trefflich formulieren – "sofortigen Vollbremsung" gäbe es in den nächsten 100 Jahren eine deutliche Erhöhung der globalen Mitteltemperatur. "Gleichbleibende Kohlendioxidemissionen z.B. würden eine nur langsam sich abschwächende Zunahme der Konzentration weit über eine Verdoppelung gegenüber dem vorindustriellen Niveau (280 ppmv) hinaus bedeuten und nach gegenwärtigem Kenntnisstand eine globale Erwärmung von ca. 2 °C über die gegenwärtig schon hohen Temperaturen bis 2100 verursachen, die auch danach kaum gebremst weiterginge. Eine so hohe mittlere Temperatur hat es seit mindestens 200.000 Jahren nicht mehr gegeben." (GRAßL, 1998). Diese Angabe von GRAßL entspricht dem in der Mitte liegenden Szenario IS92a (s. Abb. 2.2) unter den Bedingungen von "best estimate" der Klimasensivität. Deutlich geringer fällt der Anstieg der globalen Mitteltemperatur beim Szenario IS92c aus, bei dem von einem sofortigen Rückgang des Ausstoßes klimawirksamer Spurenstoffe ausgegangen wird, der "kombiniert mit einem "niedrigen' Wert der Klimasensivität und unter Berücksichtigung der Wirkung künftiger Zunahmen der Aerosol-Konzentrationen (...) zu einem projizierten Anstieg bis zum Jahr 2100 von rund 1 °C" führt (STERR u. SIMMERING, 1996). Dementsprechend höher fällt natürlich die Kombination des höchsten IPCC-Szenario (IS92e) mit einer "hohen" Klimasensitivität mit 3,5 °C aus (STERR u. SIMMERING, 1996). Für die Berechnung einer Klimaprognose unter Beibehaltung des Aerosolgehaltes von 1990 wird als oberste Grenze für eine volle Anpassung am verdoppelten CO<sub>2</sub>-Gehalt 4,5 °C und als unterste 1,5 °C angegeben (HOUGHTON et al., 1995). Obwohl CO<sub>2</sub> das wichtigste Treibhausgas ist, haben die anderen Treibhausgase einen signifikanten Anteil von 30 % an der projizierten globalen Erwärmung. Werden die Ergebnisse von HOUGHTON et al. (2001) des IPCC zum Vergleich herangezogen, so zeigt sich zum IS92-Szenario eine deutlich größere Spannbreite. Am Beispiel von 6 Szenarien wird die globale Temperaturerwärmung bis 2100 mit 2 °C bis 4,5 °C vorhergesagt, wobei durch die Nutzung unterschiedlicher Modelle die Spannbreite zwischen knapp 1,4 °C und 5,7 °C liegt.

# Auswirkungen

Allgemein formuliert, bewirkt die Zunahme von nur wenigen Zehnteln Temperatur eine Verschiebung der Wüstengrenze um 50–100 km. Ein Anstieg um 0,5 °C reicht, um die nördliche Waldgrenze um die gleiche Distanz zu verlagern und um die Gletscher der mittleren Breiten um mindestens 200 Meter nach oben zu verschieben. "Eine um 2 Grad höhere Durchschnittstemperatur hat die Erde seit Bestehen des modernen Menschen, des Homo sapiens, nicht erlebt. Eine um vier Grad wärmere Erde hat es nicht gegeben, seit der Mensch vor vier Millionen Jahren entstand" (GRAßL u. KLINGHOLZ, 1990).

Aus den Modellrechnungen lassen sich inzwischen folgende Auswirkungen für Temperatur und Niederschlag ermitteln (HOUGHTON et al., 1995):

- eine generell größere Oberflächenerwärmung über Land als über den Ozeanen im Winter,
- eine minimale Erwärmung im Bereich der Antarktis und im nördlichen Nordatlantik, die im Zusammenhang mit der tiefen Ozeandurchmischung in diesen Gegenden steht,
- maximale Erwärmung in den hohen nördlichen Breiten im späten Herbst und Winter verbunden mit reduziertem Meereis und geringerer Schneedecke,
- leichte Erwärmung über der Arktis im Sommer,
- geringe saisonale Variationen der Erwärmung in den niedrigen Breiten oder über den südlichen circumpolaren Ozeanen,
- Verringerung der täglichen Temperaturamplitude über Land in den meisten Jahreszeiten und in den meisten Regionen,
- eine vergrößerte globale mittlere hydrologische Zirkulation und
- zunehmende Niederschläge in den hohen Breiten im Winter.

Werden die Effekte der Aerosole berücksichtigt, so reduziert sich die Oberflächenerwärmung hauptsächlich in den mittleren Breiten der nördlichen Hemisphäre, wo die maximale Erwärmung im Winter geringer wird. Grundsätzlich muss bedacht werden, dass der Abkühlungseffekt der Aerosole nicht einfach zum Erwärmungseffekt der Treibhausgase ad-

diert werden darf. Er führt aber zu regionalen Veränderungen des Musters der Klimaänderung. So führt der doppelte Effekt von Treibhausgasen und Aerosolen zu einer Abschwächung der Monsun-Zirkulation, während er bei ausschließlicher Berücksichtigung der Treibhausgase zunehmen würde. Bei den Niederschlägen in Südeuropa liegen Verstärkung und Abschwächung bedingt durch die Zunahme der Aerosole umgekehrt vor. Hier führt der zusätzliche Aerosoleffekt zu einer Zunahme der Niederschläge, während sie bei ausschließlicher Berücksichtigung der Treibhausgase abnehmen.

Für die Bodenfeuchtigkeit berechnen alle Klimamodelle eine Zunahme der Feuchtigkeit in den hohen nördlichen Breiten. Über den nördlichen Kontinenten ist im Sommer die Änderung der Bodenfeuchte abhängig von der Einbeziehung des Aerosoleffektes.

Die Ozeanzirkulation zeigt bei den meisten Modellen eine Abnahme in der Intensität der Erwärmung entlang des Nordatlantiks. Die Zunahme der Niederschläge in den hohen Breiten vermindert die Oberflächensalinität und hemmt damit das Absinken des Wasser in den hohen Breiten, was die Zirkulation antreibt. Infolgedessen hat eine Zunahme der Niederschläge in den hohen Breiten oder aber eine Zunahme des Abbruchs von Gletschern z.B. von der Küste Labradors eine Blockade der Zirkulation zur Folge. "Global betrachtet ist der Massen- und Energieaustausch in den Ozeanen Teil eines weltumspannenden "Förderbandes" (oceanic conveyor belt)" (STEINRÜCKE, 1998).

Eine der wichtigen Auswirkungen im Hinblick auf Sturmfluthöhenveränderungen und deren Bewertung ist der Anstieg des Meeresspiegels. Der zu erwartende Anstieg des Meeresspiegels ist zu erklären mit dem Abschmelzen von Gletschern und der thermischen Ausdehnung der Ozeane infolge der globalen Erwärmung. Die von HOUGHTON et al. (1995) prognostizierten Berechnungen geben für das Szenario IS92a unter Berücksichtigung der Aerosolveränderungen und dem "best estimate" der Klimasensitivität einen Anstieg von 49 cm bis zum Jahr 2100 an. Natürlich weisen auch hier die verschiedenen Szenarien differierende Anstiege auf, die von 13 cm bis 94 cm reichen (s. auch GÖNNERT et al., 2001), die bei HOUGHTON et al. (2001) detailliert dargelegt werden mit 0,09 m bis 0,88 m.

Die Änderungen auf regionaler Ebene sind in der Regel größer als auf globaler Ebene, da der Anteil an Aerosolen, die Landnutzung und das ökologische Zusammenwirken der einzelnen Faktoren regional die Veränderungen verstärken oder vermindern können.

Die Variabilität der Klimaänderung hat einen größeren Effekt als die gleiche Änderung in der mittleren Klimaänderung. Sie kann zu Änderungen in der Häufigkeit der Extreme führen (HOUGHTON et al., 1995):

- Temperaturen: Sie tendieren zu einer Zunahme der extrem hohen Temperaturen und einer Abnahme der extrem niedrigen Temperaturen (Gefriertage).
- Hydrologie: Variabilität in Verbindung mit einer vergrößerten hydrologischen Zirkulation verändert die Hydrologie hin zu mehr strenger Dürre und/oder Fluten an einigen Plätzen und weniger strenger Dürre und/oder Fluten an anderen Plätzen.
- Sturmfluten: Schlussfolgerungen aus den bisherigen Modellen hinsichtlich extremer Sturmereignisse sind weiterhin sehr unsicher.
- Hurricans/ Tropische Zyklonen: Prognosen über zukünftige Entwicklungen können bisher noch nicht gegeben werden.
- El Niño-Southern Oscillation: Wird von einer mittleren Erwärmung der Meeresoberfläche in den Tropen als Folge von steigenden Treibhausgasen ausgegangen, so könnte sich die Variabilität der Niederschläge vergrößern, die im Zusammenhang mit ENSO-Ereignissen stehen.

Obige Auflistung stellt dar, dass Sturmfluten den zentralen Untersuchungsschwerpunkten im Rahmen der Klimaänderungsforschung zuzuordnen sind. Die Unsicherheit in den bisherigen Untersuchungsergebnissen impliziert, dass zum Thema Sturmfluten noch Forschungsbedarf besteht.

# 3. Definition von Sturmflut für die Deutsche Bucht

Eine unverzichtbare Vorbedingung zur Bildung eines Kollektivs der Sturmfluten ist die Definition des Begriffs Sturmflut. PETERSEN u. ROHDE (1991) definieren eine Sturmflut zunächst über den etymologischen Sinngehalt der Wortzusammensetzung: "Geht man auf die ursprüngliche Bedeutung des Wortes Flut zurück und berücksichtigt, dass zu der großen Wassermenge auch ein hoher Wasserstand gehört, so ist eine Sturmflut einfach zu definieren als Zeitspanne mit hohen Wasserständen an den Küsten oder in Flussmündungen, die vorwiegend durch starken Wind hervorgerufen sind" (PETERSEN u. ROHDE, 1991).

An dieser Definition wird deutlich, dass es einer Eingrenzung des Begriffs "hoch" bedarf, um erhöhte Tiden von Sturmfluten abzugrenzen. Hierfür werden häufig deterministische Verfahren angewendet, bei denen Höhenbereiche festgelegt werden, die an den Tidewasserständen orientiert sind. Bei diesem Vorgehen, Sturmfluten zu definieren bzw. erhöhte Tiden von normalen Tiden abzugrenzen, werden jedoch die örtlichen Gegebenheiten und deren Einflüsse auf die Tide nicht immer ausreichend berücksichtigt.

Das Springtide-Verfahren nach LÜDERS (1956) ist das gebräuchlichste deterministische Verfahren. Hierbei werden für die einzelnen zu untersuchenden Pegel aus den Mittelwerten von langfristigen Scheitelwerten Grenzwerte für drei Klassen eindeutig festgelegt. Mit dieser Form der Anwendung eines deterministischen Verfahrens werden die örtlichen Besonderheiten ausreichend berücksichtigt: "Das wird daran gezeigt, dass nach diesem Vorschlag an allen Pegeln die Sturmflutgrenze etwa gleich häufig auftritt …" (SIEFERT, 1968).

Die Grenzwerte von LÜDERS (1956) stimmen für Wind- und Orkanfluten mit der Beaufort-Skala überein und sind in Tab. 3.1 dargestellt.

Flutklassen	Untere Grenze	
Windflut Sturmflut Orkanflut	MSpThw + 1/4 MSpThb MSpThw + 1/2 MSpThb MSpThw + 3/4 MSpThb	

Tab. 3.1: Untere Grenzwerte zur Definition von Sturmflutklassen nach LÜDERS (1956)

Neben den deterministischen liegen statistische Verfahren vor, mit denen eine Sturmflut nach der Häufigkeit des Auftretens bzw. der Eintrittswahrscheinlichkeit eines Scheitelwasserstandes beurteilt wird. Die Grundlage bei einem solchen Verfahren bildet eine festgelegte Frequenz, zu der der Schwellenwert ermittelt wird, wie dies bei DIN 4049 Teil 3 vom Oktober 1994 der Fall ist, mit der Sturmfluten nach der statistischen Eintrittswahrscheinlichkeit in leichte, schwere und sehr schwere Sturmfluten eingeteilt werden. Grundsätzlich sind Sturmfluten hier durch "Windeinfluss erzeugte hohe Wasserstände an der Küste und in Flussmündungen, deren Höchstwerte den unteren Grenzwasserstand der leichten Sturmflut überschreiten".

Eine leichte Sturmflut wird nach DIN 4049 definiert "mit Tidehochwasserständen der mittleren jährlichen Häufigkeit von 10 bis 0.5 an der Nordseeküste …", eine schwere Sturm-

flut "mit Tidehochwasserständen der mittleren jährlichen Häufigkeit von 0.5 bis 0.05 an der Nordseeküste …" und eine sehr schwere Sturmflut "mit Tidehochwasserständen unter der mittleren jährlichen Häufigkeit 0.05 an der Nord- oder Ostseeküste". DIN 4049 definiert allerdings nicht, ob ein fester oder ein mit der Zeit veränderlicher Bezugshorizont für die Ermittlung der Eintrittshäufigkeit zugrunde gelegt werden sollte.

Unter Anwendung dieses Verfahrens legt das NIEDERSÄCHSISCHE HAFENAMT CUX-HAVEN (1988) für den Pegel Cuxhaven Scheitelwerte zur Definition und Abgrenzung einer Sturmflut von einem erhöhten Wasserstand fest. Dagegen geben PETERSEN u. ROHDE (1991) etwas andere Grenzwerte für den Zeitraum 1981–1990 für den Pegel Cuxhaven an (Tab. 3.2).

An dieser Stelle sollen weniger die Ursachen für die Differenzen in den Grenzwerten und den Einteilungen der Klassen geklärt werden, wobei dies aufgrund fehlender Angaben beispielsweise über die Zeiträume der Berechnung der Eintrittshäufigkeiten auch nicht möglich ist, als vielmehr das grundsätzliche Problem der Grenzziehung bei Scheitelwasserständen dargestellt werden. LÜDERS hat sich 1975 mit dieser Problematik intensiv auseinandergesetzt und die verschiedenen Höhen seit BRAHMS (1754) anhand ausgewählter Beispiele dargestellt. Neuere Untersuchungen sind z.B. die von PETERSEN u. ROHDE (1991), die zusätzlich für die Deutsche Bucht angeben, "dass leichte Sturmfluten zwischen 1.20 m und 2.30 m über MThw liegen, schwere zwischen 2.30 m und 3.00 m und sehr schwere Sturmfluten 3.00 m und höher".

Flutklassen	Hafenamt Cuxhaven (1988)	Petersen u. Rohde (1991)
Leichte Sturmflut	7.45 m bis 7.95 m NN –5.0 m	772 cm bis 868 cm NN –5.0 m
Sturmflut	7.96 m bis 8.45 m NN –5.0 m	_
Schwere Sturmflut	8.46 m bis 9.45 m NN –5.0 m	869 cm bis 942 cm NN –5.0 m
Sehr schwere Sturmflut	$\geq$ 9.46 m NN –5.0 m	$\geq$ 942 cm NN –5.0 m

Tab. 3.2: Vergleich der Scheitelwerte zur Definition einer Sturmflut zwischen dem Niedersächsischen Hafenamt Cuxhaven (1988) u. Petersen u. Rohde (1991)

Bei differierenden Angaben zu Grenzwerten ist es sinnvoll, die offizielle Definition der Bundesrepublik Deutschland vertreten durch das BSH heranzuziehen. Inhaltlich ist dies sinnvoll, weil die Datenlage des Pegels Cuxhaven im BSH so gut ist, dass von einer nach DIN 4049 fundiert ermittelten Definition auszugehen ist. Als unteren Grenzwert wird hier 1.50 m über MThw angegeben (Tab. 3.3). Dieser Grenzwert weist den Vorteil auf, dass er nicht an eine starre Höhe gekoppelt ist und somit der säkulare Anstieg des MThw mit einfließt.

Tab. 3.3: Grenzwerte des BSH zur Definition einer Sturmflut

Flutklassen	Grenzwerte	
Sturmflut Schwere Sturmflut Sehr schwere Sturmflut	1.5 bis 2.5 m über MThw 2.5 bis 3.5 m über MThw ab 3.5 m über MThw	

Zur Kollektivbildung müssen die vorstehenden Definitionen auf ihre Anwendbarkeit für die vorliegende Fragestellung überprüft werden, wozu der Vergleich der Grenzwertbestimmung nach DIN 4049 und des Springtide-Verfahrens nach LÜDERS (1956) von NIEMEYER (1987) dienlich ist. Er stellt fest, dass bei der Anwendung der Sturmtideklassifikation nach DIN 4049, die auf einer Wiederkehrperiode von 20 Jahren beruht, Häufigkeitsuntersuchungen widersinnig sind (NIEMEYER, 1987). Er relativiert jedoch zugleich diese Aussage unter der Bedingung, dass die Berechnung der Überschreitungsdauer bezogen wird auf Zeitreihen mit einer doppelten oder mehrfachen Wiederkehrperiode, ohne jedoch einen Anhaltswert über die Häufigkeit der Wiederkehrperiode im Verhältnis zum Untersuchungszeitraum anzugeben (NIEMEYER, 1987). In einem Aufsatz der Forschungsstelle Küste wird dann von NIEMEYER, KAISER, GLÄSER (1995) das Klassifikationsverfahren nach DIN 4049 bereits als einziges differenziertes und vergleichbares Verfahren bezeichnet. Weiterhin bewertet NIE-MEYER (1987) das Springtide-Verfahren nach LÜDERS als ein Klassifikationsverfahren, mit dem es unabhängig von der Länge der Zeitreihen möglich ist, Veränderungen der Sturmfluthäufigkeiten quantitativ zu bestimmen.

Nicht außer Acht gelassen werden sollte die statistische Möglichkeit, eine Sturmflut nicht einzeln zu definieren, sondern aus der Gesamtheit aller Tiden eines definierten Untersuchungszeitraumes ein MThw zu berechnen und die Gesamtheit der Scheitelwasserstände um diesen mittleren Hochwasserwert auszuwerten, wie es z.B. PFIZENMAYER (1997) durchführte. Der Vorteil bei diesem Verfahren ist, dass die statistisch korrekte Gesamtheit der Ereignisse betrachtet wird, der Nachteil, dass das besondere Ereignis Sturmflut nicht als solches bearbeitet wird. Werden die Quantile auf den kleinen Ausschnitt der besonderen Ereignisse wie "besonders hoch" beschränkt, werden die Ungenauigkeiten groß.

Bei allen Verfahren zur Definition und Bearbeitung des Themas Sturmflut ist allerdings zu beachten, dass die Betrachtung aller Ereignisse oder aber die Abgrenzung zu höheren Ereignissen allein über die Hochwasserstände erfolgt, der Begriff Sturmflut sich aber auf das gesamte Ereignis bezieht, wodurch ein gewisses Missverhältnis deutlich wird. Der Begriff "Flut" bezeichnet den Zeitraum des ansteigenden Wasserstandes zwischen Niedrig- und Hochwasserstand und nicht den Hochwasserscheitel. So definieren DIETRICH et al. (1975) Flut und Ebbe: "Das Steigen und Fallen des Wassers von einem N.W. bis zum folgenden wird eine Tide genannt. Das Steigen heißt Flut, das Fallen Ebbe." Somit muss eine Definition über den Scheitelwasserstand zur Analyse des Sturmflutklimas, das sich im gesamten Sturmflutverlauf manifestiert, als unzureichend bezeichnet werden. Sinnvoll ist es dagegen, eine allgemeingültige Grenze zu definieren, die einerseits den gesamten Sturmflutverlauf berücksichtigt und damit "dem physikalischen Wert der Sturmflut" (SIEFERT, 1968) entspricht, und andererseits die aus den statistischen Anforderungen resultierenden deterministischen Höhenangaben der Scheitelwasserstände berücksichtigt. Der physikalische Wert einer Sturmflut spiegelt sich in der Windstaukurve wider, weil er den zeitlichen Verlauf und die Höhe der Energie, die auf das Wasser einwirkt, darstellt. Die Windstaukurve reproduziert dementsprechend die gesamte und die maximale Energieeinwirkung während jeder Tidephase, also z. B. auch bei Tideniedrigwasser.

Die Windstaukurve wird gebildet als Differenzkurve zwischen der eingetretenen und der für dieselbe Zeit vorausberechneten astronomischen bzw. mittleren Tide (Abb. 3.1). Wird die Windstaukurve mit der astronomischen Tide berechnet, ist zwar der Wind die einflussreichste Größe, in "… der Reihenfolge ihrer Bedeutung folgen [jedoch] statischer Luftdruck, zeitliche Änderung des Luftdrucks, Wassertemperatur und Temperaturdifferenz Luft–Wasser …" (ANNUTSCH, 1977).

Wird die Windstaukurve über die mittlere Tide berechnet, enthält diese neben den ge-

nannten noch die astronomischen Anteile. Weiterhin besteht in beiden Fällen die Möglichkeit, dass Fernwellenanteile enthalten sind.

In der vorliegenden Untersuchung wird der Windstau über die mittlere Tide berechnet. Da die astronomischen Anteile einbezogen werden müssen, werden die vorausberechneten astronomischen Hoch- und Niedrigwasserscheitel zu jeder Sturmflut des Kollektivs berücksichtigt. Deshalb kann die mittlere Tide nach dem Verfahren von SIEFERT u. LASSEN (1985) verwendet werden. Es berechnet neben den 5-Jahres-Mitteln der Hoch- und Niedrigwasserstände auch den Flut- und Ebbeast.

Da insgesamt der Wind den größten Anteil der Windstaukurve einnimmt und dieser für die Entstehung einer Sturmflut entscheidend ist, bietet es sich für eine Analyse der Änderung des Sturmflutklimas an, sich auf eine Definition der Sturmflut über den Windstau zu konzentrieren.



Abb. 3.1: Windstaukurve (nach SIEFERT, 1978)

SIEFERT (1985) definiert eine Sturmflut für die Deutsche Bucht unter der Bedingung, dass der Windstau in Cuxhaven "... zu irgendeiner Tidephase die Höhe von 2 m erreichte oder überschritt". Hierzu gilt ergänzend die Definition von FERK (1993), die besagt, dass eine Sturmflut vorliegt, wenn der "Windstau in Cuxhaven mindestens 200 cm zwischen Tnw und maximal 4 Stunden nach Thw in Cuxhaven erreicht".

Diese Definition reicht jedoch als alleinige Voraussetzung für die Auswahl des Sturmflutkollektivs nicht aus, da der Windstau bei gleichbleibendem Wind bei Tnw höher ansteigt als bei Thw. Somit ist umgekehrt die Wahrscheinlichkeit, dass ein Windstau von 2 m bei Tnw erreicht wird, größer als bei Thw, so dass sich eine Reihe als Sturmfluten definierter Ereignisse ergibt, die in keiner Weise statistischen Anforderungen genügt, wenn die Fluten einen extrem niedrigen Scheitelwert erreichen. Von physikalischer Bedeutung ist eine weitere Ergänzung deshalb, weil nur die Wasserstände ausgewählt werden sollen, auf die eine bestimmte minimale Energieeinwirkung Einfluss genommen hat. Demzufolge wird die Definition einer Sturmflut nach SIEFERT (1985), ergänzt durch FERK (1993), erweitert durch das Kriterium des BSH. Demnach ist als Sturmflut nur der Tidehochwasserstand zu definieren, der  $\geq$  1.50 m über dem MThw liegt.

Sturmflut wird definiert mit Ereignissen:

- Windstau  $\geq 2 \text{ m}$ ,
- HThw  $\geq$  MThw +1.50 m,
- Auswahlpegel: Cuxhaven,
- Geltungsbereich: Deutsche Bucht.

Den Scheitelwert am MThw festzulegen, hat den Vorteil, dass säkulare Veränderungen des Thw in die Berechnung einfließen und somit kein künstlicher Anstieg der Sturmfluthäufigkeit berechnet wird. Dies wäre der Fall, wenn ein konstanter HThw-Grenzwert wie z. B. 800 cm NN –5 m über den gesamten Zeitraum herangezogen werden würde. Eine Kollektivauswahl über einen starren Scheitelwert ist deshalb grundsätzlich abzulehnen, da sie Sturmflutzunahmen aufzeigt, die aufgrund des Anstiegs des MThws nicht korrekt sind.

Da als erstes Kriterium für die Definition einer Sturmflut entsprechend der vorgestellten Diskussion der Windstau  $\geq$  2.0 m gelten soll, um auch den physikalischen Wert einer Sturmflut zu erfassen, gelten für das Grundlagenkollektiv die 255 definierten Sturmfluten des "Hamburger Sturmflutkollektivs" seit 1901. In diesem Kollektiv gilt allerdings nicht nur das Kriterium Windstau  $\geq$  2.0 m, sondern auch, dass alle Sturmfluten mit einem HThw von 850 cm NN -5.0 m in Cuxhaven mit einbezogen werden. Bei dieser Vorgehensweise kann davon ausgegangen werden, dass sämtliche Sturmfluten mit einem Windstau  $\geq 2.0$  m erfasst werden, auch wenn keine Windstaukurve bisher erstellt worden ist. Dies ist deshalb sinnvoll, weil 850 cm PN NN -5.0 m "2.07 m über dem MThw 1961/70 in Cuxhaven (liegen)" (SIE-FERT, 1978). Bei Erstellung des Kollektivs wurden weiterhin sämtliche Sturmfluten mit einer Scheitelhöhe von 800 cm NN –5.0 m berücksichtigt, die in das Kollektiv einbezogen worden sind, sobald sich ein Windstau  $\geq$  2.0 m ermitteln ließ. Zur zusätzlichen Berücksichtigung der säkularen Veränderungen und statistischen Anforderungen werden sämtliche Tiden, die eine HThw mit MThw +1.50 m erreicht haben, einbezogen und über Berechnung des Windstaus hinsichtlich des Kriteriums Windstau ≥ 2.0 m überprüft. Unter Ausschluss sämtlicher Sturmfluten aus dem Kollektiv, die bei Thw einen Windstau ≥ 1,50 m aufweisen, entsteht ein Kollektiv von 192 Sturmflutscheiteln und 153 Windstaukurven, also 153 Sturmfluten.

### 4. Der Einfluss der Astronomie

Die Tide in der Nordsee entsteht fast ausschließlich durch die wechselnden Entfernungen und damit sich ändernden Anziehungskräfte zwischen Sonne und Mond, die im Atlantischen Ozean wirken. Vom Atlantischen Ozean läuft sie von Norden und durch die Straße von Dover in die Nordsee ein. Beckenform und Tiefenverhältnisse der Nordsee sowie die Corioliskraft formen die einlaufenden Tiden in der Nordsee um. Die astronomische Tide setzt sich aus mehreren Partialtiden zusammen. Die wichtigsten sind in Tab. 4.1 dargestellt.

Bezeichnung Herkunft Entstehung		Entstehung	Period
S <sub>2</sub>	S	halbtägige Hauptsonnentide	12,00 h
M,	М	halbtägige Hauptmondtide	12,42 h
$P_1$	S	eintägige Hauptsonnentide	24,07 h
$O_1$	М	eintägige Hauptmondtide	25,82 h
Мİ	М	Deklinationstide zu M <sub>0</sub>	13,66 Tage
MSf	М	Variationstide zu $M_0$	14,77 Tage
Mm	М	Elliptische Tide 1. Ordnung zu $M_0$	27,55 Tage
MSm	М	Evektionstide zu M <sub>o</sub>	31,81 Tage
Ssa	S	Deklinationstide zu $S_0$	182,62 Tage
Sa	S	Elliptische Tide erster Ordnung S <sub>0</sub>	365,26 Tage
$M_{\circ}$	М	konstante Mondtide	~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~
S	S	konstante Sonnentide	$\infty$

Tab. 4.1: Stammtiden (LANDOLDT-BÖRNSTEIN, 1952)

Den größten Einfluss auf die Höhen hat die halbmonatliche Ungleichheit (Spring- und Nipptidezeit) mit einer Periode von 14,77 Tagen, die eine Höhendifferenz von +/– 50 cm verursachen kann, weshalb diese im Folgenden näher analysiert wird.

Die Bedeutung der Astronomie auf die Sturmfluten ist von zweierlei Interesse. Zum einen ist es wichtig zu wissen, wie häufig Sturmfluten bei Springtide auftreten, da die berechtigte Befürchtung besteht, dass eine sehr hohen Sturmflut bei Springtide auftritt und den Scheitel zusätzlich um 50 cm heben könnte. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass eine einfache Addition von Windstau plus Astronomie nicht die korrekte Sturmfluthöhe ergeben würde. Grund ist der, dass die Wirkung des Windes auf die Windstauhöhe abhängig ist von der Wassertiefe. Nach TOMCZAK (1952) treten bei niedrigeren Wasserständen wie sie z.B. auch bei Niedrigwasser vorliegen, höhere Windstaumaxima auf als bei Hochwasser. Für Cuxhaven konnte SIEFERT (1998) feststellen, dass bei Hochwasser nur 90% der Niedrigwasserwindstauhöhe auftreten können. Infolgedessen ist davon auszugehen, dass die Wechselwirkung Astronomie zu Windstauhöhe sich bei zunehmender Wassertiefe relativiert und bei besonders schweren Sturmfluten nicht mehr bedeutsam ist. In einer Untersuchung von GÖNNERT u. MÜLLER-NAVARRA (2000) konnte festgestellt werden, dass bei der Simulation einer sehr schweren Sturmflut die Addition von einem Springtideeinfluss auf die Windstauhöhe nur geringfügige Auswirkungen hatte. Eine einfache Addition von Astronomie auf die Windstau- oder Wasserstandshöhe ist so nicht immer zulässig. Zulässig ist aber, die Differenz zwischen der mittleren Tidekurve und der vorausberechneten astronomischen Tide zu berechnen, da es sich hier um Formen der zum Zeitpunkt der Sturmflut vorausgesagten Wasserstände handelt, wovon die eine Berechnungsmethode die tägliche Astronomie berücksichtigt, die andere nicht. Hierbei tritt die Wasserstandsänderung durch die Astronomie, wie vorgesagt, in der Regel ein.

Zum anderen ist es von Bedeutung, weil zur Definition einer Sturmflut eine bestimmte Windstauhöhe erreicht werden muss. Dabei sollte jedoch möglichst nur der Windstau berücksichtigt werden, der durch den Wind verursacht worden ist, und nicht der, der einen hohen astronomischen Anteil aufweist. Wird zur Veranschaulichung ein Rechenbeispiel zugrunde gelegt, so wird das Problem deutlich. Eine Windstaukurve, die im Maximum 220 cm erreicht und einen astronomisch vorausberechneten Springanteil von 50 cm enthält, unterliegt nicht mehr der Definition einer Sturmflut, da vom Wind nur 170 cm gehoben worden

208

sind. Deshalb werden alle Sturmfluten bei der Kollektivauswahl auch hinsichtlich des astronomischen Anteils untersucht. Des Weiteren ist es von Interesse festzustellen, ob die Astronomie einen Einfluss auf das Sturmflutgeschehen und dessen Höhe nimmt.

Das Sturmflutkollektiv des Projektes umfasst 192 Sturmflutscheitel bzw. 153 Windstaukurven. Davon liegen 95 Sturmfluten im Springtidezeitraum. Werden diese differenziert in einen engen (00:00–02:00 Uhr und 12:00–14:00 Uhr Hochwassereintrittszeit in Cuxhaven) und einen erweiterten Springtidezeitraum (02:00–04:00 Uhr und 14:00–16:00 Uhr Hochwassereintrittszeit in Cuxhaven), so zeigen sich folgende Ergebnisse: Von 192 Sturmfluten fanden

- 32 Sturmfluten bei Springtide und
- 63 Sturmfluten in den Tagen unmittelbar nach Springtide

statt. Das bedeutet, dass 95 Sturmfluten eine astronomisch bedingte Erhöhung im Hochwasser von bis zu + 50 cm enthalten und eine Erniedrigung im Niedrigwasser um den gleichen Betrag. Von den verbleibenden 97 Sturmtiden fanden dagegen nur 31 Sturmfluten bei Nipptide statt, wobei

- 16 Sturmtiden bei Nipptide (d.h. t $_{Hwcux}$  = 06:00–08:00 Uhr und 18:00–20:00 Uhr) und
- 15 Sturmtiden in den Tagen unmittelbar nach Nipptide (d.h. t<sub>Hwcux</sub> = 08:00–10:00 Uhr und 20:00–22:00 Uhr) zu verzeichnen waren.

Die Höhendifferenz der vorausberechneten astronomischen Tide zur mittleren Tide zeigt eine Schwankungsbreite von  $\pm$  50 cm (Abb. 4.1).

Werden die einzelnen Sturmtiden untersucht, so zeigt sich, dass keine der definierten Sturmfluten aufgrund der Astronomie herausfallen, da die meisten Windstaumaxima bei Tnw vorzufinden sind. Es ist aber dennoch bemerkenswert, dass Sturmfluten so häufig bei Springtide auftreten. In der Untersuchung lässt sich aber kein Zusammenhang zwischen schweren Sturmfluten und dem Einfluss der Astronomie ableiten. Das ist mit dem oben beschriebenen Phänomen erklärbar, dass in dem gesamten Stauereignis in der Deutschen Bucht eine weitere Erhöhung im Verhältnis zur Wasserstandserhöhung nur noch geringfügig relevant ist.



Abb. 4.1: Differenz der mittleren Tide zur astronomisch vorausberechneten Tide für die Sturmfluten mit Windstau ≥ 2.0 m und HThw ≥ MThw + 1.50 m
## 5. Fernwellen

Fernwellen *(external surges)* sind im Zuge der Berechnung von Bemessungswasserständen und den damit verbundenen Diskussionen um Klimaänderung und erhöhte Sturmfluten für Forschung und Praxis zu einem wichtigen Thema geworden. Viele eher emotional geprägte Auseinandersetzungen zu diesem Thema sind mit dem Hintergrund geführt worden, was geschehen könnte, wenn in den nächsten Jahrzehnten eine erhöhte Sturmflut von einer Fernwelle von mehreren Dezimetern oder gar Metern überlagert würde.

Obwohl in aller Munde, zeigt sich die wissenschaftliche Beantwortung der Frage, was eine Fernwelle sei, insofern als kompliziertes Unterfangen, als dass es hierzu bisher keine allgemeingültige Erklärung gibt, sondern nur eine Reihe von Hypothesen, denen nachgegangen worden ist, da

 die Zahl an Wissenschaftlern aus allen Fachbereichen, die sich mit diesem Thema beschäftigen, sehr gering ist (z.B. KOOPMANN (1962), SCHMITZ (1965) und SCHMITZ, HABICHT u. VOLKERT (1988). Für die Auswirkungen in der Deutsche Bucht und einer zumindest für einen Zeitraum von 4 Jahren (1956–1960) umfassenden statistischen Analyse kann noch immer nur die Arbeit von KOOPMANN (1962) herangezogen werden.) und

2. nur mangelhafte Daten vorhanden sind.

Weiterhin haben sich einige britische Wissenschaftler mit diesem Problem beschäftigt, da Fernwellen hier eine wesentlich größere Rolle spielen als in der Deutschen Bucht. Für die Vorhersage bezogen einige Wissenschaftler *external surges* in numerische Modelle ein, so z.B. DA-VIES u. FLATHER (1977) und DAVIES (1980). Da dies jedoch nicht die Thematik der vorgesehenen Untersuchung betrifft, wird auch diese Literatur im Folgenden nicht thematisiert.

## 5.1 Theoretische Voraussetzungen

#### 5.1.1 Bisherige Untersuchungen

Fernwellen werden nach SCHMITZ (1965) durch deep water surges im offenen Ozean erzeugt. "Unter deep water surge versteht man diejenigen Wasserstandsänderungen auf den Ozeanen außerhalb der Schelfgebiete, welche durch meteorologische Effekte (Hervorhebung durch die Verf.) hervorgerufen werden." Unter meteorologischen Effekten werden die Änderungen des statischen Druckes an der Meeresoberfläche und der Oberflächentangentialschub des Windes (Windschub) verstanden. Die instationären deep water surges breiten sich in die Gebiete der Schelfe und der Randmeere aus. Dort bilden sie die sog. external surges aus, die unabhängig von einer Windschubwirkung sich dem Tideverlauf in den Randmeeren anpassend weiter ausdehnen. Somit ist nach SCHMITZ (1965) die external surge zwar eine meteorologisch bedingte Erscheinung, "aber für das Randmeer im Grunde von gleicher Wirkung wie eine einlaufende, auf dem offenen Ozean erzeugte Gezeitenwelle". Dies ist für die Forschung insofern von Bedeutung, als dass somit die Kenntnisse zur Hydrodynamik der Tide in der Nordsee in vielen Bereichen auf *external surges* übertragen werden können. Allerdings treten external surges nicht periodisch auf. Der Transport einer external surge vom Atlantik in die Nordsee kann nur erfolgen, wenn die Zugbahn einer Zyklone ostwärts aus dem Seengebiet zwischen Irland und Island nach Mittelnorwegen führt (SCHMITZ, HABICHT u. VOLKERT, 1988). Die Autoren gehen davon aus, dass eine deep water surge sich nur vergrößert und in die Nordsee eintritt, wenn die beschriebene meteorologische Situation während des Eintritts einer external surge in die Nordsee und danach vorhanden ist.

KOOPMANN (1962) untersuchte für den Zeitraum 1956–1960 sämtliche Erscheinungen, die zu einem nicht durch Windeinfluss zu erklärenden Reststau in Cuxhaven führten. Der Reststau wurde von ihm über die Differenz zwischen dem durch den tatsächlichen Windeinfluss bedingten Windstau und dem eingetretenen Stau berechnet. Dieser muss in Cuxhaven eine Höhe von 30 cm erreichen. In seine Betrachtungen bezieht er allerdings nicht nur die *external surges* ein, sondern auch sämtliche andere Faktoren, die zur Bildung des Staus führen können wie Böigkeit des Windes, Wasserstandserhöhung infolge des Luftdrucks und die Folgen eines schnell ziehenden Tiefs sowie die Eigenschwingung in Querrichtung.

Die Erscheinung *external surge* selber behandelt KOOPMANN nur hinsichtlich der Frage, ob und wann derartige Schwallerhöhungen in der Deutschen Bucht wirksam werden. Ursache und Mechanismus untersucht er nicht. Auch KOOPMANN (1962) zog für seine Analysen die Schwallerscheinungen an der britischen Küste zu Rate.

# 5.1.2 Hypothese zur Entstehung einer Fernwelle

Die Hypothese der vorliegenden Arbeit über die Genese einer Fernwelle beruht auf einer Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse in Ergänzung mit ozeanographischen Erkenntnissen. Fernwellen sind erzwungene Auslenkungen der Wasseroberfläche des Nordatlantiks, die sich derart bis in die Nordsee fortpflanzen, dass sie dort zu einer zeitweiligen Erhöhung des Wasserstandes führen, der nicht durch Windfelder in der Nordsee bedingt ist. Sie werden durch meteorologische Effekte im offenen Ozean – für die Nordsee also im Atlantik – wie

- zeitliche Änderungen des Luftdrucks am Ort (in situ) aufgrund schnell ziehender, scharfgradienter Druckgebilde und
- Windfelder über dem Nordatlantik erzeugt.

Hinter einem Tiefdruckgebiet, das normalerweise von West nach Ost über den Nordatlantik zieht, steigt der Luftdruck wieder mehr und mehr an. Die zeitliche Änderung des Luftdrucks am Ort beruht einerseits auf der Zuggeschwindigkeit des Drucksystems und andererseits auf der Größe des ihm zugeordneten, zeitlich auch veränderlichen Druckgradienten. Diese zeitliche Luftdruckänderung ist als Störimpuls zu betrachten, der an jedem Ort entlang der Zugbahn wirksam ist und zunächst die Meeresoberfläche entsprechend seiner Größe auslenkt. Es entsteht eine Schwere- oder auch Trägheitswelle, die eine entsprechende interne Welle in der im Ozean immer vorhandenen Dichtesprungschicht (in etwa in 200–300 m Tiefe) impliziert. Aufgrund der relativ geringen Dichteunterschiede an der Grenzfläche ist die Amplitude der internen Welle allerdings wesentlich größer als die der Oberflächenwelle. Im Hinblick auf das Entstehen einer "external surge" größeren Ausmaßes scheint der internen Welle besondere Bedeutung zuzukommen. Wenn die Zuggeschwindigkeit des die Störung einnehmenden Drucksystems im Bereich der breitenabhängigen Fortpflanzungsgeschwindigkeit freier interner Wellen liegt, tritt Resonanz auf (DEFANT, 1941; DIETRICH et al., 1975). Die interne ozeanische Trägheitswelle wird zu einer freien fortschreitenden Welle. Trifft sie in ihrem weiteren Verlauf auf den Kontinentalabhang, dem relativ steilen Übergang zum flachen Schelfgebiet, wird sie "branden" oder reflektiert werden. Da sie immer an interne Gezeitenwellen gekoppelt ist, führt das zu recht komplexen Vorgängen. Auf welche Weise die interne Welle bei ihrem Übergang in das Schelfgebiet zu einer fortschreitenden Oberflächenwelle transformiert wird, ist derzeit ungeklärt. External surges von 1.0 m bis 1.20 m, die wiederholt am Schelfrand beobachtet wurden, lassen sich aus wind- und/oder luftdruckbedingten Störungen an der Wasseroberfläche allein nicht erklären (TIMMERMANN, 1979).

Da die Schwingung den Gesetzmäßigkeiten der Tide in der Nordsee folgt, muss eine *external surge* von Immingham über Aberdeen entlang der niederländischen Küste bis Cuxhaven messbar sein. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass der örtliche Wind dazu führen kann, dass die Erhöhung des Wasserstandes sich nicht gleichmäßig fortsetzt, sondern Überlagerungen bzw. Absenkungen eintreten können. Da sie in der Straße von Dover an Höhe verliert, muss sie sich nicht bis Cuxhaven fortsetzen. *External surges* mit geringen Höhen in Aberdeen können daher in Cuxhaven kaum noch als *external surge* zu definierende Reststauhöhen aufweisen.

## 5.2 Definition einer Fernwelle und Kollektivbildung

## 5.2.1 Die Datengrundlage

*External surges* zeigen in ihrem grundsätzlichen Verlauf nach Eintritt in die Nordsee ein ähnliches Verhalten wie die Tide. So ist davon auszugehen, dass sie sich nach Eintritt in die Nordsee entlang der britischen Küste von Aberdeen bis Immingham leicht aufsteilen, um dann in der Straße von Dover an Höhe zu verlieren. Bei einer Berechnung der Wasserstandserhöhung infolge Ausbreitung der *external surge* konstatierte SCHMITZ (1965), dass auf "… dem Wege … sich ihre Amplitude [vermindert], am stärksten jedoch beim Fortschreiten längs der west- und ostfriesischen Küste, wo die Reibungswirkung wegen der geringen Wassertiefen die *surge* in zahlreichen Fällen praktisch vernichtet". Dementsprechend ist es nicht sonderlich verwunderlich, dass die Fernwellenhöhe, die in Cuxhaven noch vorhanden ist, sehr gering ist. Es muss jedoch davon ausgegangen werden, dass immer eine messbare, nicht durch Wind verursachte Erhöhung des Wasserstandes verbleibt und auch Fernwellen von bis zu 108 cm (im Zeitraum 1971–95) in Cuxhaven auftreten.

Ausgangsbasis für die Untersuchung von *external surges* sind die Daten des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, das für den Zeitraum von 1971 bis 1995 die Wasserstände von Aberdeen und Immingham lückenlos aufzeichnete. Ältere Daten weisen dagegen erhebliche Lücken auf. Zur Berechnung und graphischen Darstellung einer Fernwelle werden diese Daten nicht in ihrer ursprünglichen Form dargestellt, sondern einer Zwischenrechnung unterzogen, die die täglichen Wasserstandsschwankungen und astronomischen Einflüsse eliminieren und auf "andere Einflüsse" reduzieren soll. Hierzu wird eine Staukurve ermittelt, indem die Differenz zwischen den Vorausberechnungen und den Beobachtungen berechnet wird. Diese Kurve wird über eine Mittelwertbildung geglättet mit

$$M = \frac{(S_{HW} + S_{NW})}{2}$$

wobei

M = Mittelwert,  $S_{HW} = Stau Hw und$  $S_{NW} = Stau Nw ist.$ 

Der so ermittelte Wert wird alle 6 h aufgetragen. Um eine zeitliche Vergleichbarkeit zwischen den Daten Aberdeen, Immingham und dem Reststau in Cuxhaven zu erreichen, erfolgt eine zeitliche Verschiebung. Das bedeutet, dass die Daten von Aberdeen und Immingham 15 h später aufgetragen werden als sie eingetreten sind. Diese Zeitspanne ist für Aberdeen ein wenig länger als die normale Eintrittszeitdifferenz, die bei 13–14 h liegt. Für Immingham ist der Wert von 15 h sehr groß, da nach KOOPMANN (1962) die Verlagerung des Peaks von Immingham bis Cuxhaven bei etwa 6,5 Stunden liegt.

Aufgetragen und verglichen wird dieser Wert mit dem Reststau in Cuxhaven, d. h. mit jenem Stau, der nicht durch die Wirkung des Windes und des Luftdrucks im Küstenvorfeld erklärt werden kann. Dieser Stau wird berechnet, indem die Differenz zwischen dem eingetretenen und dem vorausberechneten Wasserstand ermittelt wird. Hiervon werden der Tabellenstau und der Luftdruck zum Zeitpunkt von Hoch- und Niedrigwasser minus 1015 hPa abgezogen.

Dabei ist der Tabellenstau (Tst) jener Stau, den das BSH für Windrichtung und Windstärke (kn.) 3,5 h vor Eintritt des Hoch- und Niedrigwassers berechnet, also der "reine Windstau". Für den lokalen Stau, der sich aus Tabellenstau und dem Luftdruckeinfluss auf den Wasserstand zusammensetzt, wird ein Listenstau erstellt, der für diese Parameter die statistischen Höhen angibt, so dass die Berechnung des Reststaus eine Routinearbeit im BSH ist.

# 5.2.2 Kollektivbildung und Definition von Fernwellen

Bei Glättung der Stauberechnungen in Aberdeen, Immingham und der Reststaukurve von Cuxhaven sind Schwingungen in Aberdeen und Immingham in Höhe von ± 40 cm zu vernachlässigen, da sie alltäglich von örtlichen meteorologischen Faktoren verursacht werden und daher nicht als Fernwellen zu bezeichnen sind. Um das alltägliche Rauschen durch Seegang, örtlichen Wind etc. zu eliminieren, wird eine Fernwelle wie folgt definiert:

- Sie muss in Aberdeen und in Immingham auftreten.
- Stau in Aberdeen  $\geq$  40 cm.
- Geringfügig erhöhte Wasserstände ≥ 20 cm werden berücksichtigt, wenn diese eine Wasserstandserhöhung unmittelbar nach bzw. vor einer Fernwelle darstellen und somit ein deutlicher Zusammenhang mit der Fernwelle nachzuweisen ist.
- Alle *surges*, die in Immingham niedrigere Werte als in Aberdeen erreichen, werden nicht verwendet. Ausnahme bilden jene Fälle, bei denen die Höhendifferenzen zwischen h<sub>maxAb</sub> und h<sub>maxIm</sub> von ±10 cm nicht überschritten werden und sie somit hinsichtlich ihres Charakters eindeutig als Fernwelle einzuordnen sind.
- Die Zeitdifferenz  $\Delta T$  zwischen  $T_{maxIm}$ :  $T_{maxAb}$  darf nicht größer als 5 h sein.

Grundsätzlich müsste zur Analyse der definierten Fernwellen die jeweilige Wettersituation betrachtet werden, um genau festlegen zu können, ob es sich um eine Fernwelle handelt, wie es KOOPMANN (1962) für den Zeitraum 1956 bis 1960 tat. Dies ist im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht zu bewerkstelligen. Allerdings sind Definition und vorhergehende Untersuchungen so detailliert angefertigt worden, dass eine Fernwellenanalyse ohne Rekonstruktion der meteorologischen Situation aus der Bearbeitung des Staus möglich ist.

# 5.3 Ergebnisse

Die zu untersuchenden Fragestellungen sind:

- Welche Fernwellenhöhen treten auf?
- Welche Fernwellenhöhe tritt bei welcher Periode auf (Fernwellenhöhe bei Tnw und bei Thw)?
- Wie lange dauert eine Fernwelle in der Regel an?

- Wie viele Fernwellen treten pro Jahr auf?
- Gibt es eine jahreszeitlich bedingte Häufung von Fernwellen?
- Wie groß ist der Anteil von Fernwellen im Verhältnis zum Anteil von Fernwellen bei Sturmfluten?
- Wie groß ist die Höhendifferenz Aberdeen/Cuxhaven und Immingham/Cuxhaven?
- Wie groß ist die Zeitdifferenz Aberdeen/Cuxhaven und Immingham/Cuxhaven?
- Zu welcher Periode tritt ein Fernwellenpeak in Cuxhaven auf?

Im Zeitraum von 1971 bis 1995 traten 75 Fernwellen in Aberdeen auf, die auch in Immingham und – wenngleich auch manchmal mit sehr geringer Höhe – in Cuxhaven als erhöhter, durch einen *external surge* bewirkter Wasserstand registriert werden konnten.

## 5.3.1 Die Fernwellenhöhe

Der Reststau, der in Cuxhaven messbar ist und als Fernwellenhöhe außerhalb des Windeinflusses interpretiert wird, reicht von 10 cm bis 109 cm bei einer Ausgangshöhe in Aberdeen von 30 cm bis 108 cm.

Bei der Bewertung der Höhen ist zu berücksichtigen, dass es bei Extremereignissen wie Sturmfluten zu Fehlberechnungen in der Reststauhöhe kommen kann. So ist die Höhe des windinduzierten Windstaus nicht nur von der Windgeschwindigkeit, der Windrichtung und den herrschenden Druckverhältnissen abhängig, sondern auch von dem bereits vorhandenen Wasserstand. Wird eine astronomische Tide von einer Fernwelle von einem Meter überlagert, liegt bereits ein erhöhter Wasserstand vor, so dass die Wirkung des Windes anders ausfällt als bei niedrigerem Wasserstand. Der Windstau wird geringer werden. Demzufolge kann bei der Berechnung der Reststauhöhe von zu hohen, windinduzierten Wasserstandserhöhungen ausgegangen werden und damit die Fernwellenhöhe als zu gering definiert werden. Somit könnten die Fernwellenhöhen, die bei Starkwindlagen aufgetreten sind, auch höher ausgefallen sein. Da es sich aber hier um eine erste Analyse der Fernwellen und deren Einfluss auf die Sturmfluthöhe handelt und außerdem der Kenntnisstand über die realen Abhängigkeiten von Wasserstand und Windstauhöhe nur sehr gering ist, werden die Reststauhöhen als jene Fernwellenhöhe definiert, die die Mindesthöhe der Fernwellen bildet und den relevanten Höheneinfluss bei dem Wasserstand hat. Grundsätzlich ist es deshalb für den Sturmflutfall nicht korrekt, die Fernwellenhöhe auf den Wasserstand aufzuaddieren, da die Gesamtsumme geringer ausfallen wird als die Summe beider.

KOOPMANN (1962) gibt eine maximale Reststauhöhe für Cuxhaven von 170 cm an, die er durch eine fortschreitende Luftdruckänderung in Höhe der Geschwindigkeit von "freien Wellen" im darunter liegenden Wasser erklärt (also durch fortschreitende Luftdruckschwankung). Hierbei ist jedoch nicht eindeutig, ob diese per Definition tatsächlich als *external surge* bezeichnet werden kann, die als *deep water surge* im Atlantik entstanden ist, oder nur auf meteorologische Einflüsse in der Nordsee zurückzuführen ist. Sind sie durch meteorologische Einflüsse in der Nordsee entstanden, d.h. durch Überlagerung der fortschreitenden Luftdruckänderung mit der freien Welle, können sie nicht als *external surge* bezeichnet werden. Für *external surges* selbst gibt er eine Abhängigkeit der Höhe von der Wassertiefe an. So treten laut KOOPMANN (1962) bei Hochwasser *external surges* in Cuxhaven von maximal 95 cm, bei Niedrigwasser von 120 cm auf. Die vorliegende Untersuchung ermittelte eine maximale Reststauhöhe in Cuxhaven von 90 cm bei Hochwasser und 109 cm bei Niedrigwasser. Demzufolge könnte die Aussage von KOOPMANN (1962) bestätigt werden. Es bleibt aber zu bedenken, dass diese Werte recht dicht beieinander liegen und eine Differenzierung in Eintritt bei Hoch- und bei Niedrigwasser eher als künstlich anzusehen ist (s.u.).

Im Zeitraum von 1971–1995 bewirkten die 75 *external surges* in Cuxhaven eine Reststauhöhe zwischen 10 cm und 109 cm.

Neben der rein statistischen Auflistung der Höhen der *external surges* in Aberdeen, Immingham und Cuxhaven, stellt sich die Frage: Wie hoch muss eine Fernwelle in Aberdeen und Immingham sein, damit sie noch Auswirkungen im Reststau in Cuxhaven hat? KOOP-MANN (1962) stellt hierzu allgemein fest, "dass nur dann im Reststau bei Cuxhaven eine merkliche Erhöhung zu verzeichnen war, wenn die Energie der an der englischen Küste beobachteten Schwallerhöhungen groß war".

Bestätigt werden kann mit der vorliegenden Untersuchung, dass von den 75 Fernwellen in gut 70% der Fälle in Cuxhaven eine deutliche Verringerung des Reststaus zu verzeichnen ist, wobei zum größten Teil die Höhendifferenz bei –1 bis –20 cm liegt. Deutlich weniger Fernwellen werden von Aberdeen bis Cuxhaven um 20 bis 40 cm niedriger (Tab. 5.1). Nur einige Fernwellen erreichen in Cuxhaven einen Reststau, der höher ist als in Aberdeen. Dabei ist bemerkenswert, dass dies grundsätzlich alle bisher aufgetretenen Höhendifferenzbereiche betrifft.

Höhendifferenz Aberdeen : Cuxhaven	Anzahl	
-50 bis -41 cm	2	
-40 bis -31 cm	1	
-30 bis -21 cm	1	
–20 bis –11 cm	2	
-10 bis -1 cm	11	
0	5	
1 bis 10 cm	24	
11 bis 20 cm	17	
21 bis 30 cm	6	
31 bis 40 cm	6	
> 40 cm	0	

Tab. 5.1: Höhendifferenz Aberdeen : Cuxhaven

So lässt sich insgesamt kein Zusammenhang zwischen der Fernwellenhöhe in Aberdeen und der Höhendifferenz Aberdeen : Cuxhaven erkennen. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass in der Regel die Fernwelle auf dem Weg von Aberdeen bis Cuxhaven um rund 20 cm abnimmt. Erhöhungen des Reststaus in Cuxhaven im Verhältnis zu Aberdeen müssen mit lokalen, nicht durch Fernwellen bedingten Ursachen zusammenhängen.

In der Regel nimmt die Fernwellenhöhe von Aberdeen bis Cuxhaven deutlich ab. In Einzelfällen kann die Fernwelle bis Cuxhaven an Höhe gewinnen.

Die Entwicklung der Fernwellenhöhe von Aberdeen bis Cuxhaven lässt sich besser analysieren, wenn Immingham hinzugezogen wird. Die Höhendifferenz zwischen Aberdeen und Immingham und Immingham und Cuxhaven gibt ein anschauliches Bild über die Höhenentwicklung einer Fernwelle.

In Abb. 5.1 ist deutlich erkennbar, dass nahezu grundsätzlich die Fernwellen von Aberdeen bis Immingham an Höhe gewinnen. Die Höhenunterschiede können beträchtlich sein und erreichen Werte von bis über 80 cm. Nur in ganz seltenen Fällen verlieren sie an Höhe.



Abb. 5.1: Höhendifferenz Immingham : Aberdeen

Eine Abhängigkeit der Höhendifferenz zwischen Immingham und Aberdeen von der absoluten Höhe in Aberdeen lässt sich nicht zwangsläufig ableiten (Abb. 5.2). Die Höhendifferenzen schwanken von +20 cm bis –20 cm. Differenzen ≤ –20 cm können bei allen Ausgangshöhen auftreten, mit einer leichten Zunahme der Häufigkeit von "großen" Höhendifferenzen bei hohen Ausgangs-Fernwellen in Aberdeen. Infolgedessen kann nicht von einer generellen Korrelation gesprochen werden, sondern vielmehr von einer Erhöhung der Möglichkeit, dass die Höhendifferenz (Aberdeen – Immingham) zunimmt bei größerer Ausgangshöhe in Aberdeen.

Wird der weitere Verlauf der Fernwelle von Immingham bis Cuxhaven betrachtet, so zeigt sich, dass die Fernwelle von Immingham bis Cuxhaven wieder an Höhe verliert. In der Regel nimmt sie zwischen wenigen Zentimetern bis 30 cm wieder ab. Es treten aber auch Höhenabnahmen von bis zu 60 cm auf. In ganz seltenen Fällen erhöht sich die Fernwelle von Immingham bis Cuxhaven wieder. Dann muss aber von lokalen, die Fernwelle nicht betreffenden Einflüssen ausgegangen werden, die den Reststau erhöht haben.

Infolgedessen kann hier ausgesagt und bestätigt werden, dass eine Fernwelle, die in Aberdeen als solche erkannt und definiert wurde, dem Tideverlauf folgt. Auf diesem Weg entlang



Abb. 5.2: Abhängigkeit der Höhendifferenz Aberdeen : Immingham von der absoluten Höhe in Aberdeen



Abb. 5.3: Maximale Fernwellenhöhen in Aberdeen, Immingham und Cuxhaven

der schottischen und britischen Küste gewinnt die Fernwelle an Höhe, die sie dann in der Straße von Dover wieder verliert, so dass sie in Cuxhaven in verminderter Höhe ankommt (Abb. 5.3).

Abb. 5.4 zeigt die Korrelation zwischen der absoluten Höhe in Immingham und der Höhendifferenz Immingham zu Cuxhaven. Es ist deutlich zu erkennen, dass eine Korrelation besteht. Mit zunehmender Höhe in Immingham nimmt die Möglichkeit einer größeren Höhendifferenz zu, das heißt die absolute Höhe des Reststaus nimmt in Cuxhaven ab. Höhendifferenzen größer als 40 cm treten erst bei absoluten Höhen von 70 cm in Immingham auf. Das heißt bei großen Fernwellenhöhen in Immingham verliert die Fernwelle in der Straße von Dover am meisten an Höhe. Allerdings ist diese Korrelation nicht zwangsläufig. Bei allen Fernwellenhöhen in Immingham können in Cuxhaven Höhenabnahmen von 40 cm bis zu Höhenzunahmen von rund 30 cm auftreten.



Abb. 5.4: Abhängigkeit der Höhendifferenz Immingham : Cuxhaven von der absoluten Höhe in Immingham

Für eine Vorhersage ist es notwendig, einen Parameter zu finden, der zumindest einen Anhalt über die Höhe der Fernwelle in Cuxhaven gibt. Einen ungefähren Wert bietet bereits die Korrelation der Höhe Immingham mit der Höhendifferenz Immingham : Cuxhaven. Sehr viel genauer wird aber die Betrachtung der Entwicklung der Höhendifferenz von Aberdeen über Immingham nach Cuxhaven.

Deutlich ist zu erkennen, dass bei zunehmender Höhendifferenz von Aberdeen bis Immingham (negative Werte nehmen an Größe zu) die Höhendifferenz von Immingham bis Cuxhaven ebenso zunimmt, das heißt, dass der Reststau in Cuxhaven kleiner wird (Abb. 5.5).



Abb. 5.5: Korrelation der Höhendifferenz Immingham – Aberdeen zu Immingham – Cuxhaven

Für eine Vorhersage insbesondere im Sturmflutfall ist es sinnvoll, die Höhendifferenz von Aberdeen zu Immingham zu betrachten und diese etwa umgekehrt proportional zur Höhe von Immingham zu addieren.

## 5.3.2 Die Dauer der Fernwelle

Die Dauer der Fernwelle wird in Aberdeen ermittelt, indem der Zeitraum in Aberdeen 20 cm als Fernwellen-Dauer gilt. Aufgrund dieses Kriteriums reicht die Dauer einer Fernwelle in Aberdeen von 8 h bis 36 h.

Vereinzelte Ausnahmen (5) erreichen eine Dauer von 40–91 h, wobei der Maximalwert von 91 h bisher einmal zu verzeichnen war. Dies ist mit langen, andauernden *surges* oberhalb von 20 cm in Aberdeen zu erklären, die mit der Fernwelle nicht immer direkt gleichzusetzen sind. Dabei ist zu bedenken, dass die Dauer bis Cuxhaven sich wesentlich verkürzt.

# 5.3.3 Häufigkeit der Fernwellen pro Jahr und deren zeitliche Lage innerhalb des Jahres

Fernwellen treten im Beobachtungszeitraum jährlich ein- bis sechsmal auf. Nur 1982 und 1990 gab es eine Häufigkeit von acht (1982) und gar zehn (1990) Fernwellen (Abb. 5.6). Während 1982 hinsichtlich der Anzahl der Sturmfluten in Cuxhaven keine besonders hohe Häufigkeit zu verzeichnen ist, gehört das Sturmflutjahr 1990 zu jenen, in denen eine sehr

hohe Anzahl an Sturmfluten auftrat, auch wenn diese in anderen Jahren ebenfalls erreicht wurde. Über den kurzen Beobachtungszeitraum lässt sich kein Trend in Richtung eines häufigeren Eintretens von Fernwellen ermitteln.



Abb. 5.6: Häufigkeit der Fernwellen pro Jahr



Abb. 5.7: Häufigkeit der Fernwellen pro Monat für den Zeitraum 1971 bis 1995

Die Fernwellen treten in erster Linie in den Wintermonaten von Oktober bis März auf, mit einem absoluten Peak im Januar (Abb. 5.7). Sehr viel seltener sind sie im Laufe des Untersuchungszeitraumes im April, August und September zu verzeichnen. Dies entspricht der Häufigkeitsverteilung von Sturmfluten über das Jahr.

# 5.3.4 Häufigkeit des Eintritts einer Fernwelle zum Zeitpunkt einer Sturmflut und ihr Einfluss auf die Sturmfluthöhe

Bei der Thematik "*external surges* "besteht grundsätzlich die Frage, ob, wann, wie häufig und in welcher Höhe Fernwellen zeitgleich mit dem Eintreten einer Sturmflut festzustellen sind. Die Erkenntnis, dass Fernwellen in erster Linie in der Sturmflutsaison auftreten, verstärkt die Notwendigkeit der Beantwortung dieser Fragen. Hierfür werden die Fernwellen mit ihrer maximalen Höhe den Sturmfluten gegenübergestellt.

Abb. 5.8 zeigt, dass von den 75 Fernwellen im Zeitraum 1971 bis 1995 neun zeitgleich mit einer Sturmflut auftraten. Umgekehrt formuliert traten im Zeitraum 1971 bis 1995 abzüglich der Jahre 1973 bis 1978 in Cuxhaven 39 Sturmflutereignisse (Windstaukurven) auf, die 54 Sturmflutscheitel verursachten, bei denen die Scheitelhöhe in neun Fällen maßgeblich durch eine Fernwelle beeinflusst wurde. Das bedeutet, dass in jedem vierten bis fünften Sturmflutfall eine Fernwelle einen deutlichen Einfluss ausübte, der somit von nicht zu vernachlässigender Bedeutung ist.

Die Höhe der Fernwellen in Cuxhaven, die zum Zeitpunkt einer Sturmflut auftraten, schwankt zwischen 25 cm und 100 cm, wobei drei Fernwellen eine Höhe zwischen 45 cm und 65 cm erreichen und fünf weitere 75 cm bis 100 cm. Somit ist auch die Höhe einer Fernwelle für die Betrachtung einer Sturmflut nicht unerheblich.



Abb. 5.8: Häufigkeit von Fernwellen zum Zeitpunkt einer Sturmflut für den Zeitraum 1971 bis 1995

Die Höhen der von Fernwellen beeinflussten Sturmfluten in Cuxhaven liegen mit 797 cm bis 951 cm zwischen niedrigen bis schweren Sturmfluten. Zwar erreicht eine Sturmflut 286 cm über MThw, von einer sehr schweren Sturmflut kann bisher aber nicht gesprochen werden.

Sturmflut (Nr.)	19.11.73 (115)	24.11.81 (147)	4.1.83 (153)	4.1.84 (160)	24.12.88 (180)	14.2.89 (182)	20.12.91 (202)	23.1.93 (207)	31.1.94 (219)
Scheitel [cm] Zeitpunkt (Tag)	907 19:30	951 23:41 (24.11.)	866 17:02	853 01:32	838 13:52	797 18:10	864 11:19	934 01:13	876 02:31
Windstau [cm] Zeitpunkt (Tag)	290 18:00	350 7:10 (24.11.)	215 17:10	230 05:20	210 09:45	330 13:00	220 07:00	285 01:10	235 02:15
Fernwellen [cm] Zeitpunkt (Tag)	24 23:00	64 04:00 (25.11.)	51 15:00	60 05:00	85 17:00	92 18:00	100 15:00	91 22:30 (22.1.)	74 24:00

Tab. 5.2: Von Fernwellen beeinflusste Sturmfluten

## Kommentar:

<u>Nr. 115</u>: Die Fernwelle erreicht Cuxhaven deutlich nach dem Windstaumaximum und dem Hochwasserzeitpunkt.

<u>Nr. 147</u>: Der Reststau in Cuxhaven weist zum Zeitpunkt des Windstaumaximums einen ersten Peak von 75 cm auf, der nicht eindeutig mit der Fernwelle in Aberdeen – die dort erst ansteigt – in Zusammenhang zu bringen ist. Der zweite niedrige Fernwellenpeak von 64 cm liegt außerhalb der Windstau- und Scheitelpeaks und führt bei keinem zu einer Erhöhung. Auch der sehr langsame Abfall dieser Kettentide wird nicht in seinem Verlauf verändert. Der erste Reststaupeak von 75 cm dagegen, der nicht als Fernwelle zu definieren ist, hat einen deutlichen Einfluss auf das Windstaumaximum. Um so mehr ist hieran zu erkennen, dass eine Fernwelle im Windstau und damit in der Vorhersage über den Windstau nicht separat berücksichtigt werden muss, da sie in diesem enthalten ist.

<u>Nr. 153</u>: Die Fernwelle liegt unmittelbar im ansteigenden Ast der Sturmtide und hat keinerlei Einfluss auf das Windstaumaximum und das Sturmhochwasser.

<u>Nr. 160</u>: Die Fernwelle liegt mit ihrem Maximum unmittelbar vor dem Windstaumaximum und im abfallenden Ast der Sturmtide. Sie hat keinerlei Wirkung auf den Hochwasserscheitel.

<u>Nr. 180</u>: Das Fernwellenmaximum liegt im abfallenden Ast der Sturmtide und hinter dem Windstaumaximum. Es trägt dazu bei, dass der Abfall der Sturmtide bzw. der Windstaukurve langsamer erfolgt als durch den Windabfall zu prognostizieren wäre.

<u>Nr. 182</u>: Das Fernwellenmaximum liegt unmittelbar zum Zeitpunkt des Hochwassers und beeinflusst damit maßgeblich die Sturmfluthöhe. Diese Sturmflut ist jedoch mit 797 cm sehr niedrig. Hier entspricht die Situation der Sturmflut Nr. 180: Die Windgeschwindigkeit fällt deutlich ab, was einen relativ raschen Abfall des Staus zur Folge hätte haben müssen. Der vermutlich durch eine Fernwelle bedingte Reststau bremst diesen Abfall jedoch deutlich und führt mit seinem Fernwellenmaximum zur Sturmflut Nr. 182.

<u>Nr. 202</u>: Diese mittelschwere Sturmflut wird wiederum in ihrem abfallenden Ast von dem Fernwellenpeak beeinflusst. Auch das Windstaumaximum ist längst überschritten. Die Fernwelle trifft allerdings mit einer Windgeschwindigkeit zusammen, die nur langsam, in ihrer Intensität schwankend, abfällt, so dass der Windstau in seinem langsamen Abfall genau diesem Muster entspricht und die Fernwelle den Abfall wohl verzögert, nicht aber die folgende Tide erhöht.

<u>Nr. 207</u>: Die Fernwelle bzw. der Reststau in Cuxhaven folgt dem Verlauf der Windstaukurve und hat sein Maximum kurz vor Windstaumaximum und Hochwasserscheitel. Mit dem Abfall der Windstaukurve fällt auch diese hohe Fernwelle ab.

<u>Nr. 219</u>: Das Fernwellenmaximum liegt vor dem Windstaumaximum und dem Hochwasserscheitel. In ihrem Abfall beeinflusst die Fernwelle das Windstaumaximum und den Scheitelwasserstand in ihrer Höhe. Die Höhen- und Zeitdifferenz des Eintritts der Peaks zwischen Aberdeen und Cuxhaven ist auch bei Sturmfluten nicht immer gleichmäßig, so dass hieraus allein keine Aussage getroffen werden kann.

Wie aus der Tab. 5.2 und dem Kommentar ersichtlich, können die Fernwellenpeaks zu allen Tidephasen bei Sturmfluten auftreten und dementsprechend die Windstaukurve unterschiedlich beeinflussen. Deutlich wird, dass vor allem für die Vorhersage jene Fälle interessant sind, in denen die Windgeschwindigkeit abfällt, der Stau aber nicht entsprechend, so dass die nachfolgende Tide erhöht sein und die Routinevorhersage über Wind und Stau problematisch werden kann. Fernwellen, die bisher bei Hochwasser aufgetreten sind, folgten dem Verlauf des Windes und konnten deshalb bisher trotz erheblicher Höhe bei der Kombination Windstau, Windgeschwindigkeit und -richtung der korrekten Vorhersage nicht im Wege stehen.

Bei der Berechnung von Deichhöhen ist es sicherlich sinnvoll, über die etwaige Eintrittshöhe einer Fernwelle informiert zu sein. Für die Berechnung eines zukünftigen Scheitelwasserstandes ist die Berücksichtigung der bisher eingetretenen Wasserstände ausreichend, da diese den bisherigen Fernwelleneinfluss und dessen Entwicklung mit einbezieht.

Die Problematik der Fernwellenhöhe bezogen auf "climate change" und "greenhouseeffect" liegt eher darin, dass nicht gesichert ist, ob sich die Geschwindigkeit, mit der die Zyklonen ziehen, bei einer globalen Erwärmung ändern könnte oder nicht. Eine Erhöhung der Zuggeschwindigkeit würde auch eine Erhöhung der Fernwellen zur Folge haben. Diese Möglichkeit wird von Modellen bisher nicht berechnet und wurde auch in der Natur nicht festgestellt, so dass zur Zeit nicht davon ausgegangen werden muss, dass sich die Fernwellen signifikant erhöhen werden.

# 5.3.5 Zeitdifferenz der Eintrittszeit der maximalen Höhen Aberdeen – Immingham – Cuxhaven

Bei der Untersuchung der zeitlichen Differenz des Eintritts der Peaks in Aberdeen, Immingham und Cuxhaven muss auf bereits geänderte Daten zurückgegriffen werden, da vom BSH die Eintrittszeiten von Aberdeen und Immingham mit 15 h addiert wurden.

In der vorliegenden Untersuchung zeigt sich, dass die zeitliche Differenz zwischen Aberdeen und Immingham in der Regel zwischen zwei und fünf Stunden liegt, im Mittel bei ca. 4 h. Vereinzelt reicht sie bis zu 13 h. Diese Erkenntnis lässt zwei Vermutungen zu:

- 1. Der Fernwellenpeak benötigt von Aberdeen bis Immingham im Mittel rund 4 h.
- 2. Die großen Abweichungen von der unter 1. genannten Zeit entstehen durch die langen Zeitabstände zwischen den aufgenommenen Daten in Aberdeen und Immingham. Die Abstände der Daten sind zu lang, um den exakten zeitlichen Ablauf der Fernwelle darstellen zu können.

Der Vergleich der zeitlichen Differenz Immingham zu Cuxhaven ist problematischer. Hier liegt die Bandbreite zwischen 7 h und –10 h. Eine Differenz von ca. –9 h hätte die Aussage von KOOPMAN (1962) von einer zeitlichen Differenz mit 6,5 h bestätigt. Die große Spanne allerdings lässt weniger die Annahme zu, dass KOOPMAN (1962) unrecht gehabt hätte als vielmehr, dass eine zeitliche Differenz von 15 h bei weitem zu hoch gegriffen ist, zumal die meisten Differenzen im negativen Bereich liegen. Da es sich aber um eine große Spannbreite an zeitlichen Differenzen handelt, lässt sich bei einem Fernwellenpeak keine zeitliche Abfolge von Immingham bis Cuxhaven ermitteln. Infolgedessen lässt sich schlussfolgern, dass

1. die Aufnahme der Daten alle sechs Stunden bei weitem zu kurz ist und die Abstände der Daten damit zu lang, um den zeitlichen Ablauf der Fernwelle darstellen zu können und

2. die Fernwelle in ihrem zeitlichen Ablauf nicht der Tide folgt.

Erst der Vergleich der Eintrittszeiten zwischen Aberdeen und Cuxhaven kann klären, ob neben der zu geringen Datenanzahl das grundsätzliche Prinzip der Hydrodynamik der Fernwellen in Frage gestellt werden muss.

Die zeitliche Differenz zwischen Aberdeen und Cuxhaven zeigt ein etwas systematischeres Bild. Sie liegt zwischen 0 h und 6 h; nur in wenigen Ausnahmen wird sie größer. Selten liegt die zeitliche Differenz bei 0 h bis –3 h. Wird davon ausgegangen, dass die vom BSH addierten 15 h ca. 1–2 h zu viel sind und außerdem berücksichtigt, dass nur alle sechs Stunden Werte aufgetragen wurden, so liegen diese Differenzen innerhalb des Rauschens, welches durch die relativ großen Datenschritte zwangsläufig groß ist. Demzufolge kann bei der Differenz Aberdeen – Cuxhaven davon ausgegangen werden, dass ein Fernwellenpeak dem Tideverlauf folgt und dementsprechend 13–14 h nach Eintritt in Aberdeen in Cuxhaven aufläuft.

Die beim Vergleich der Eintrittszeiten Immingham – Cuxhaven gebildete These, dass die Fernwelle nicht der Tide folgt, wäre demnach nicht zu bestätigen.

Für den korrekten zeitlichen Vergleich der Eintrittszeiten sind Daten alle sechs Stunden zu wenig. Weiterhin ist die Addition von 15 h, um die Eintrittszeiten der Peaks "übereinander" zu legen, vor allem für Immingham zu hoch. Die von KOOPMANN (1962) angegebenen 6,5 h für den Weg von Immingham bis Cuxhaven scheinen dagegen etwas zu niedrig, wobei die genaue Differenz aufgrund der großen Spannbreite der Differenzwerte auch hier nicht angegeben werden kann.

# 5.3.6 Lage und Höhe des Fernwellenpeaks zur Periode in Cuxhaven

Um herauszufinden, zu welcher Periode das Fernwellenpeak bzw. das Peak des Reststaus in Cuxhaven auftritt, wird die zeitliche Differenz zwischen den astronomisch vorhergesagten Tideniedrigwasserzeiten vor dem Fernwellenpeak in Cuxhaven und der Eintrittszeit des Peaks berechnet. Auf diese Weise entsteht eine Verteilung der Fernwellenpeaks über eine Tidephase (Abb. 5.9). Durch Korrelation der maximalen Fernwellenhöhe zur Tidephase lässt sich erkennen, ob eine Höhenabhängigkeit von Niedrig- und Hochwasser existiert (Abb. 5.10).

Abb. 5.9 zeigt, dass ein Peak einer *external surge* zu allen Tidephasen auftritt, außer unmittelbar zum Hochwasserzeitpunkt. Allerdings gibt es auch hier Konzentrationen größerer Häufigkeit. So tritt der Fernwellenpeak in erster Linie und am häufigsten 2–3 h vor dem astronomisch berechneten Hochwasser sowie 3–4 h danach auf. Das bedeutet, dass die Fernwellen in erster Linie zu einer Erhöhung und Verlängerung von Anstieg und Abfall der Tide führen. Somit folgt die Häufigkeit des Peaks zur Phase tendenziell der Häufigkeit der Windstaupeaks zur Tidephase in Cuxhaven.

Die Fernwellenhöhen zwischen 10 cm und 60 cm treten zu allen Tidephasen auf (Abb. 5.10). Größere Höhen verteilen sich mit größerer Häufigkeit in dem aufsteigenden und abfallenden Ast, was in erster Linie damit zu erklären ist, dass zu diesem Zeitpunkt generell die größte Wahrscheinlichkeit existiert, dass eine Fernwelle sein Peak in Cuxhaven erreicht. Das bedeutet, die Fernwellenhöhe folgt nicht den Windstaukriterien, wonach bei Hochwasser niedrigere Maxima auftreten als bei Niedrigwasser. Dies steht im Gegensatz zu den Ergeb-



Abb. 5.9: Häufigkeit des Peaks des Reststaus (external surge peak) in Cuxhaven zur Tidephase

nissen von KOOPMANN (1962). Allerdings war dies zu erwarten. Denn eine durch die Zuggeschwindigkeit der Zyklonenbahn gebildete Höhe wird mit der Tide durch die Nordsee geführt und folgt nicht den Gesetzmäßigkeiten des Windstaus. Umso mehr ist dies ein Nachweis, dass es sich bei den ausgewählten Wasserstandsanhebungen in Aberdeen und Cuxhaven um *external surges* handelt.



Abb. 5.10: Maximale Fernwellenhöhe in Cuxhaven zur Tidephase

## 6. Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst die Pegel Cuxhaven, Norderney, Helgoland und Wittdün auf Amrum (Abb. 6.1). Ausgewählt wurden sie nach den Kriterien Lage und Länge von vorhandenen Pegelaufzeichnungen. Die Lage der vier Auswahlpegel deckt exemplarisch die Deutsche Bucht ab. Hinsichtlich der Pegelaufzeichnungen weisen diese vier Pegel die geringsten anthropogenen Veränderungen und durchgängigsten homogenen Aufzeichnungen auf.

Der nördliche Raum der Deutschen Bucht wird mit dem Pegel Wittdün auf der Insel Amrum bearbeitet. Andere Pegel wie Husum und Dagebüll, die längere Pegelaufzeichnun-



Abb. 6.1: Das Untersuchungsgebiet – Lage der ausgewählten Pegel (Kartengrundlage: Topographische Karte 1:100.000, 1986)

gen vorzuweisen haben, sind durch Baumaßnahmen und starke morphologische Veränderungen so beeinflusst, dass sie Veränderungen im Windstau widerspiegeln würden, die nicht zwangsläufig mit klimatischen Veränderungen im Zusammenhang stehen (s. FISCHER, 1955). Der südwestliche Rand des Raumes wird mit dem Pegel Norderney abgedeckt, der Hochseebereich durch den Pegel Helgoland und der zentrale Bereich durch Cuxhaven. Cuxhaven ist vor allem deshalb interessant, weil hier die längste, ungestörte Zeitreihe an Pegelaufzeichnungen vorliegt, Helgoland, weil die Veränderung der Windstaukurve vom Tiefseebereich hin zur Küste beobachtet werden kann.

#### 6.1 Die Daten

Vom WSA Emden wurden die Pegelbögen von Norderney und vom WSA Tönning die Pegeldaten von Helgoland und Wittdün zur Verfügung gestellt. Für die ausgesprochen freundliche und kooperative Zusammenarbeit sei hier noch einmal gedankt.

Für den Pegel Norderney sind die Daten und Pegelaufzeichnungen für den Zeitraum 1901–1935 sehr lückenhaft, weshalb für eine sorgfältige Windstauanalyse erst 1936 begonnen werden kann. Weiterhin muss beachtet werden, dass bis 1931 die Aufzeichnungen auf den Pegelbögen in einer sehr engen Skalierung vorliegen (4 h auf 1 cm Pegelbogenpapier), so dass die Digitalisierung des Sturmflutverlaufes weitaus ungenauer als nach 1931 und somit nicht vergleichbar ist. Bei den nach 1935 nicht vorhandenen Daten und Pegelbögen sind in der Regel die Pegel aufgrund des Sturmflutgeschehens ausgefallen. So fehlen deshalb die Sturmfluten Nr. 37/38 vom 1.12.1936; Nr. 47 vom 6.4.1943, Nr. 64–66 vom 21.12.–23.12.1954, Nr. 71 vom 27.11.1956, Nr. 133 vom 24.12.1977, Nr. 134 vom 31.12.1977, Nr. 138 vom 18.11.1980 und Nr. 139 vom 1.1.1981.

Für den Pegel Wittdün liegen Daten seit 1914 vor, wobei eine detaillierte Analyse erst ab dem Sturmflutjahr 1917 (mit Sturmflut vom 24.12.1918) korrekte Ergebnisse bringt, da vorher die Daten zu lückenhaft vorliegen. Bis 1926 fehlen wenige Sturmfluten, da der Pegel ausgefallen war. Diese sind so vereinzelt, dass die Analyse trotzdem als sinnvoll und statistisch signifikant zu bezeichnen ist.

Für den Pegel Helgoland ist eine sorgfältige Analyse erst seit 1950 möglich, da der Pegel vorher immer wieder über große Zeitspannen ausgefallen ist. Einzig im Zeitraum 1940–1944 liegt eine geschlossene Aufzeichnung der Pegeldaten vor, so dass diese zu dem Untersuchungszeitraum 1950–1997 hinzugezogen werden kann.

#### 6.2 Der Bezugshorizont

Das gesamte Datenmaterial der Pegel Cuxhaven, Norderney und Wittdün wurde auf eine einheitliche Bezugshöhe NN bezogen. Änderungen des jeweiligen PN wurden für jeden Pegel separat berücksichtigt wie z.B. die vier Höhenänderungen des Pegels Wittdün. Bekannte Veränderungen des Pegels wie z.B. etwaige Sackungen, die einen Einfluss auf die Bezugshöhe hatten, wurden berücksichtigt, seien aber ebenso wie die einzelnen Veränderungen des PN hier nicht aufgeführt.

Genannt werden muss allerdings das Helgoländer Null des Pegels Helgoland. Während PN und NN für die Inseln und Küstenorte noch verhältnismäßig einfach über Festpunkte bestimmbar und auch korrigierbar im Laufe des Jahrhunderts waren und sind, ist dies für den Pegel Helgoland wesentlich schwieriger, da die "Insel bisher immer noch nicht an das deut-

sche Höhennetz angeschlossen ist (…)"(SIEFERT, 1990). Über Vergleiche von Mittelwasserhöhen berechnete LASSEN (1989 und 1995) die Beziehung zwischen dem "alten Helgoländer Null" (HN) und NN mit

$$HN = NN + 25,7 \pm 1,3$$
 cm.

Erwähnt werden sollten hierbei neuere GPS-Untersuchungen in Verbindung mit gravimetrischen Vermessungen und einem Quasigeoidmodell vom Institut für Erdmessung in Hannover (SEEBER, TORGE u. GOLDAN, 1995), die eine Höhe von 23,3 cm ± 2 cm berechneten. In der vorliegenden Untersuchung wurden die Daten auf HN bezogen, so dass für den Vergleich mit NN zu den Ergebnissen der jeweilig neueste genaue Wert hinzugerechnet werden muss.

## 7. Arbeitsmethode

## 7.1 Die Dauer

Änderungen im Sturmflutklima können über die Analyse der Verweilzeit einer Sturmtide oder über die Analyse des Windstaus, der direkt die meteorologischen Einflüsse spiegelt, erfasst werden. Eine Bearbeitung der Scheitelwasserstände kann nur einen ersten Anhalt zur Sturmflutentwicklung geben, da zum Erreichen eines bestimmten Scheitelwasserstandes völlig unterschiedliche Sturmflutabläufe – und damit verschiedene Verläufe der einwirkenden Energien – möglich sind. Deshalb reichen zur Analyse der Änderung im Sturmflutklima Verfahren, die nur die Scheitelwasserstände berücksichtigen, keineswegs aus. Um die meteorologischen Einflüsse ausreichend zu berücksichtigen, ist es notwendig, den Windstau in den Vordergrund zu stellen, wobei die Faktoren Höhe und Dauer berücksichtigt werden müssen. Während FÜHRBÖTER (1979) die Verweilzeit der Sturmtide in den Vordergrund stellt, analysiert SIEFERT bereits seit 1968 den Windstau. Zur differenzierten Bearbeitung der Sturmflutereignisse ist die Analyse des Windstaus im Vergleich zur Verweilzeit der Sturmtide deshalb sinnvoller, weil die Auswirkung des Windes auf die Tide abhängig ist von der Tidephase. Dieses Phänomen ist über die Verweilzeit der Sturmtide nicht zu erfassen, dagegen spiegelt der Windstau in Relation zur Tidephase deutlich die Auswirkung des Energieeintrages wider.

FÜHRBÖTER (1979) bestimmt auf der Basis der linearen Wellentheorie von AIRY-LAPLACE mit der Berechnung der Leistungsabgabe N die Wellenbelastung während einer Sturmflut. Aufgrund der Betrachtung der Sturmflut in Höhe und Zeit ist es möglich, Unterschiede im Ablauf einzelner Sturmflutereignisse aufzuzeigen. Weiterhin kann die Sturmflutseegangsenergie in verschiedenen Höhen ermittelt werden. Für die Berechnung der Verweilzeiten des Windstaus in der vorliegenden Untersuchung ist es von besonderer Bedeutung, dass FÜHRBÖTER (1979) die Höhenstufen zur Berechnung der Verweilzeit detailliert analysiert und feststellt, dass bei einer Unterteilung in Höhenstufen von 0.25 m die günstigste Auflösung gegeben ist. Deshalb wird diese Differenzierung für die Berechnung der Dauer des Windstaus in der Nordsee übernommen, für die grafische Darstellung allerdings nur in 50-cm-Schritten abgebildet.

Für die Berechnung der Dauer wird in dieser Arbeit die gesamte Zeitspanne von Eintreten der Höhe bis Ende der Höhe in 0.25-m-Schritten betrachtet und nicht, wie bei den Verweilzeiten von FÜHRBÖTER (1979), die Zeit pro Höhenstufe.

## 7.2 Die Parametrisierung des Windstaus

Um die Entwicklung, die Summe der Einzeleinwirkungen, das Maximum und das Ende der sturmfluterzeugenden Windverhältnisse zu erfassen, muss der Windstau parametrisiert werden. Hierzu prüft SIEFERT (1978) verschiedene Möglichkeiten:

- 1. Die Annäherung durch eine Parabel. Aufgrund der zu großen Abstrahierung können jedoch wichtige Teile der Windstaukurve verloren gehen.
- 2. Die Fourieranalyse. "Die Unregelmäßigkeiten der Windstaukurve können so groß sein, dass eine Fourieranalyse eines nur kurzen Teilabschnittes keine brauchbare Extrapolation gestattet".
- 3. Die Annäherung durch einen Polygonzug. Dieser erfasst die Phasen des Windstaus sinnvoller als das Dreieck, welches bei einer fülligen Windstaukurve große Teile des Windstaus nicht berücksichtigt und ist effektiver als die unter 1. und 2. genannten Punkte. Es werden hierbei die in Tab. 7.1 dargestellten Windstauparameter analysiert.

Parameter	Einheit
Anstiegskennzahl Scheitelhöhe Scheitelmaximum/Periode Anstiegsende Scheiteldauer Abfallskennzahl	h/m cm h vor/nach astronom. Tnw h vor/nach astronom. Tnw h

Tab. 7.1: Die Windstauparameter

Der Parameter Anstieg gibt eine Größenordnung an, in welcher Zeit der Wind den Stau bis zum Maximum aufgestaut hat, d. h. die Entwicklung der sturmfluterzeugenden Windverhältnisse. Das bedeutet, dass der Anstiegsparameter ein Maß ist für die Geschwindigkeit, mit der ein Windfeld über die Nordsee zieht und "… für die zeitliche Änderung der Isobaren in den stauwirksamen Gebieten der Nordsee …" (SIEFERT, 1968).

Der Parameter **Scheitelhöhe** mit seiner **Dauer und Höhe** bildet ein Maß für die Summe aller sturmfluterzeugenden Erscheinungen. Im Scheitelmaximum manifestiert sich die größte Störung der mittleren Tide durch äußere Einflüsse (SIEFERT, 1968).

Die zeitliche Lage des Scheitelmaximums zur Periode gibt an, wann die größte Störung der mittleren Tide sich am stärksten auswirkt. Sie spezifiziert die maximale Einwirkung, da ein maximaler Windstau bei Tnw einen etwas geringeren Energieeintrag benötigt als bei Thw. Grundlage ist, dass derselbe Wind bei Thw nur 2/3 bis 4/5 der Windstauhöhe aufbauen kann wie bei Tnw (TOMCZAK, 1952).

Das Anstiegsende drückt ebenso wie die zeitliche Lage des Scheitelmaximums zur Periode die Phasenlage des Windstaus zur Periode aus und ist entscheidend für die Höhe des Sturmflutscheitels. Anstiegsende und Phasenlage des Windstaus können zeitlich verschoben sein.

Die Abfallkennzahl ist ein Maß für die Geschwindigkeit, mit welcher zeitlichen Änderung der stauwirksame Wind abflacht. Im Zusammenhang mit der Anstiegskennzahl bildet die Abfallkennzahl ein Maß für Wirksamkeit und Dauer der sturmfluterzeugenden Ereignisse.

#### 7.2.1 Bestimmung der Windstauparameter

## 7.2.1.1 Bestimmung des Scheitelbereichs und der Scheiteldauer

Der Scheitel einer Windstaukurve wird als Ausgleichsgerade über kurzzeitige Schwankungen entwickelt. Ein Peak in der Windstaukurve muss jedoch nicht zwangsläufig gleichzusetzen sein mit dem Windstaumaximum, da es nicht nur abhängig ist von der Windgeschwindigkeit und der Windrichtung, sondern auch von der Lage zur Tidephase. Weiterhin muss nicht nur ein einzelner Peak Ausdruck der Summe aller sturmfluterzeugenden Erscheinungen und deren Dauer sein. Vielmehr wird diese durch den gesamten Scheitelbereich abgebildet. Um den richtigen Scheitelbereich definieren und analysieren zu können, ist es notwendig, die Vorgehensweise näher zu definieren.

Bei der Bearbeitung dieser Ausgleichsgeraden müssen zwei grundsätzliche Regeln berücksichtigt werden:

- Der Wind sollte direkt mit dem Verlauf der Windstaukurve verglichen werden. Das ist wichtig, um den Scheitelbereich von Anstieg und Abfall exakt zu differenzieren; insbesondere in Fällen, in denen der Anstieg sehr flach und der Übergang in eine langandauernde hohe Windgeschwindigkeit undeutlich ist, was sich dann im Windstau spiegelt (z. B. Sturmflut vom 16.2.1962). Weiterhin können mehrere Maxima auftreten, deren Zuordnung zum Scheitelbereich ohne Berücksichtigung des Windverlaufs nicht immer absolut eindeutig festzustellen ist (s.u.).
- 2. Die Lage zur Tidephase muss berücksichtigt werden, wenn das Scheitelmaximum bzw. der Scheitelbereich nicht eindeutig zu definieren sind. So können kleinere Peaks unberücksichtigt bleiben, die nur deshalb entstehen, weil während des Anstiegs oder Abfalls Tnw erreicht wird (niedriger Wasserstand und damit größere Wahrscheinlichkeit, dass höherer Wasserstand erreicht wird). Ein solches Beispiel stellt die Tide vom 2./3.10.1970 dar.

Weiterhin gibt es Windstaumaxima, welche vor dem durch den Wind verursachten Windstaumaximum liegen (z.B. 9.10.1970), was aber in der Regel wiederum mit der Lage des Peaks zur Phase im Zusammenhang steht.

Konzipiert wird die Scheitelhöhengerade wie folgt (vgl. Abb. 7.1):

- a) Sind ein eindeutiger Anstieg und ein kuppenförmiger Windstauscheitel vorhanden, wird nach SIEFERT (1968) dieser so gekappt, dass ein Flächenausgleich zwischen Anstiegs- und kurzem Scheitelbereich erreicht wird.
- b) Es sollte grundsätzlich versucht werden, nur einen Peak zu definieren, es sei denn, es sind eindeutig aufgrund des Windverlaufes zwei zu definieren. Dies kann z. B. durch Windstaukurven entstehen, die sehr lange anhalten und mehr als eine Sturmtide umfassen. Die Ursache solcher Mehrzahl an Windstaupeaks kann zum einen am Wind liegen, der mehrmals maximale Geschwindigkeiten erreicht und dazwischen abflaut (z. B. 3./4.1.1981; 3.2.1981), oder aber zum anderen an schwankender Windrichtung. Die Entscheidung, ob ein oder zwei Windstaupeaks vorliegen, wird in erster Linie nach dem Windverlauf entschieden, d.h. die Windgeschwindigkeit muss deutlich erkennbar absinken und wieder ansteigen, um dann den zweiten Peak zu verursachen.
- c) Zum anderen kann der Grund die Lage zur Tidephase sein. Bei mehr oder weniger gleichbleibendem Wind, der über mehrere Tiden anhält, kann es bei Tideniedrigwasser zu Peaks kommen (z. B. 2./3.10.1970; 4.1.1983).

Scheitelbereiche, die durch einen sehr langsamen Anstieg oder Abfall den Eindruck mehrerer Peaks erwecken, können ebenso nur durch irrelevante Windgeschwindigkeitsschwankungen oder das Erreichen einer anderen Tidephase entstehen (z. B. 11.2.1983).

## 7.2.1.2 Bestimmung der Anstiegs- und Abfallgradienten

Auch die Anstiegs- und Abfallgerade wird in einer ersten Näherung durch eine Ausgleichsgerade ermittelt. Hierbei gilt, dass ab einer Windstauhöhe von 50 cm in Cuxhaven und ca. 60 cm in Norderney, Helgoland und Wittdün der gesamte Anstieg berücksichtigt wird. Diese Höhe wurde gewählt, um Wasserstandsschwankungen, die aufgrund der Astronomie entstehen können, zu eliminieren. Bei einer Untersuchung, die das Sturmflutklima behandelt, kann nicht nur die stauwirksame Zeit betrachtet werden, sondern vielmehr der gesamte Windverlauf. Hierbei sind auch jene Phasen des Windes einzubeziehen, die erst langsam eine stauwirksame Windgeschwindigkeit erreichen.

Grundsätzlich wird bei der Konstruktion der Ausgleichsgeraden dem Windverlauf in Kombination mit der Windrichtung gefolgt. Bei der Konstruktion des Anstiegs müssen die Punkte 1 und 2 (s. Kap 7.2.1.1) ebenso eingehalten werden wie bei der Scheiteldefinition. Die Gründe entsprechen hier weitestgehend denen der Konstruktion der Scheitelgeraden wie z. B., dass ein leichter Abfall des Anstiegs aufgrund des Erreichens von Hochwasser ohne Änderung der Windgeschwindigkeit auftreten kann.

Insgesamt bilden die so definierten Ausgleichsgeraden die Änderung und die Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit ab (vgl. Abb. 7.1). Sie werden in Kennzahlen in h/m beschrieben, wobei ergänzend jeweils Beginn und Ende von Anstieg, Scheiteldauer (h) und Abfall ebenso aufgenommen werden wie die gängige Einheit m/s und die gesamte Dauer pro Ausgleichgerade.



Abb. 7.1: Parameter der Windstaukurve (am Beispiel von Cuxhaven Nr. 187-191 vom 26.-28.2.1990)

# 8. Sturmfluthäufigkeit in der Nordsee

# 8.1 Gründe für die unterschiedlichen Ergebnisse in der Sturmflutforschung – ein Kollektivvergleich

Ergebnisse von Untersuchungen zu Veränderungen von Sturmfluten, die sich auf die Analyse von Sturmflutscheitelentwicklungen und Sturmfluthäufigkeiten beziehen, wie z. B. bei NIEMEYER (1987), FÜHRBÖTER (1976), SELIGER (1983), FÜHRBÖTER et al. (1988), SIEFERT u. LASSEN (1986), SIEFERT (1988), PLATE u. IHRINGER (1991), ERCHINGER (1992), NIEMEYER/ KAISER u. GLÄSER (1995), SÜNDERMANN (1996) und VON STORCH, LANGENBERG u. POHL-MANN (1998) sind oftmals aufgrund uneinheitlicher Sturmflutgrenzwerte nur bedingt miteinander vergleichbar. Dies betrifft vor allem Untersuchungen, die sich bei der Grenzwertbestimmung auf einen festen Bezugshorizont beziehen, der die säkularen Veränderungen des mittleren Hochwassers nicht einbezieht. Hierdurch wird ein Anstieg der Sturmfluthäufigkeit und -höhe ermittelt, der nicht mit den Änderungen des Sturmflutklimas im Zusammenhang steht, sondern mit dem Anstieg des mittleren Hochwassers verknüpft ist.

In der vorliegenden Untersuchung wurden bei der Grenzwertbestimmung sowohl der Anstieg des mittleren Hochwassers als auch die Niedrigwasserentwicklung berücksichtigt, da die Windstauberechnung mit den 5-Jahres-Mitteln von Hoch- und Niedrigwasser erfolgt. Die Auswahl der zu untersuchenden Tiden bezieht sich nicht allein auf eine Grenzwertbestimmung über den Scheitelwasserstand, sondern gleichzeitig auf eine Grenzwertbestimmung über den Windstau. Das bedeutet, dass die Ergebnisse nicht zwangsläufig vergleichbar sein müssen mit den sich allein über die Sturmflutscheitel ergebenden Kollektiven, denn Sturmfluten, die einen Scheitelwasserstand von 1.50 m über MThw erreichen, werden nicht unbedingt durch die Energieeinwirkung gebildet, die einen Windstau von 2.0 m verursacht.



Abb. 8.1: Häufigkeit von Sturmtiden mit HThw MThw + 1.50 m und von Sturmtiden mit HThw MThw + 1.50 m & Windstau > 2.0 m in Cuxhaven

Da in dem vorliegenden Kollektiv eine Sturmflut über den physikalischen Wert definiert wird, sind Sturmfluten, die diesen Schwellenwert nicht erreichen, auch nicht enthalten.

Die Ergebnisdifferenzen, die sich durch unterschiedliche Kriterien zur Sturmflutdefinition und damit zur Kollektivauswahl ergeben, sollen an einem Beispiel veranschaulicht werden. Gewählt wurde ein Vergleich jener Sturmfluten, deren Definition auf dem Kriterium nach DIN 4049 aber unter Berücksichtigung des MThw-Anstiegs beruht, mit den Sturmfluten gemäß der Definition der vorliegenden Untersuchung, die den Windstau zugrunde legt (s. auch Kap. 3). Werden die Sturmfluthäufigkeiten der nach verschiedenen Kriterien berechneten Sturmfluten für den Zeitraum 1900–1950 verglichen, so zeigt sich, dass von den nach DIN 4049 definierten Sturmfluten im Mittel nur 70 % einen Windstau von 2.0 m erreichen (Abb. 8.1).

Die Analyse der Sturmfluthäufigkeit erfolgt nach zwei Kriterien:

- 1. Es werden alle Sturmflutscheitel des Kollektivs als eine Sturmflut pro Sturmflutjahr gezählt.
- 2. Es werden jeweils die Windstaukurven pro Sturmflutjahr gezählt. Dabei gelten als eine Sturmflut auch die Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen. Auf diese Weise wird eine Unabhängigkeit der Ereignisse sichergestellt.

# 8.2 Sturmflutscheitelhäufigkeit

Wird der Untersuchungszeitraum auf die Jahre 1950 bis 1995 begrenzt, so zeigt sich sowohl bei den dreijährig übergreifenden Summen als auch bei der Anzahl der Sturmflutscheitel pro Jahr ein deutlicher Anstieg der Sturmflutscheitelhäufigkeit (Abb. 8.2 u. Abb. 8.3). Ur-



Abb. 8.2: Sturmflutscheitelhäufigkeit seit 1950 an der deutschen Nordseeküste am Beispiel dreijährig übergreifender Summen in Cuxhaven

sachen hierfür sind zum einen die Häufung der Sturmfluten in den Sturmflutjahren 1983, 1990 und 1993 mit jeweils acht Sturmfluten und zum anderen das gehäufte Auftreten von n 5 Sturmflutjahre seit Mitte der sechziger Jahre (Abb. 8.3). Diese Häufung ist auch der Grund für die Berechnung der leichten Zunahme seit 1850 sowohl bei Betrachtung der jährlichen Sturmflutscheitelhäufigkeiten als auch bei Betrachtung der dreijährig übergreifenden Summen (Abb. 8.4 u. Abb. 8.5). Es wird deutlich, dass über diesen wesentlich längeren Zeitraum der Trend geringer wird, da ein gehäuftes Auftreten von Sturmfluten bereits von 1850 bis 1900 vorlag.



Abb. 8.3: Jährliche Sturmflutscheitelhäufigkeit seit 1950 in Cuxhaven

Es zeigt sich also, dass die Wahl des Zeitraumes dafür entscheidend sein kann, ob eine Zunahme der Häufigkeit und der Höhe berechnet wird oder nicht. So führen Untersuchungen, die 1950 in dem Tiefpunkt der fünfziger Jahre beginnen, nahezu zwangsläufig zu einem Anstieg der Häufigkeit, wie es z.B. ERCHINGER (1992) für Norderney beschreibt, wobei hier neben dem Zeitfenster auch das Kriterium der Definition des Ereignisses zu berücksichtigen ist.

Untersuchungen über die Sturmflutscheitelhäufigkeit vom BSH mit der Grenzwertbestimmung einer Sturmflut mit MThw +1.0 m für Cuxhaven ergaben, dass auch im Zeitraum 1900–1950 höhere Sturmfluthäufigkeiten auftraten, so dass bei der Berechnung eines Trends kein signifikanter Anstieg ermittelt werden konnte. Auch diese Diskrepanz ist mit der unterschiedlichen Grenzwertbestimmung zu begründen (s.o.).

Dagegen konstatierte JENSEN (1987), der ebenso mit statistischen Methoden erhöhte Scheitelwasserstände untersuchte, für den gleichen Zeitraum einen deutlichen Anstieg der Häufigkeit. Aber auch hier muss bedacht werden, dass bereits eine geringfügige Änderung der gewählten Höhe über MThw zu deutlichen Unterschieden in der Anzahl der Scheitelwasserstände und deren Entwicklung führen kann.



Abb. 8.4: Jährliche Sturmflutscheitelhäufigkeit seit 1850 in Cuxhaven



Abb. 8.5: Sturmflutscheitelhäufigkeit seit 1850 an der deutschen Nordseeküste am Beispiel dreijährig übergreifender Summen in Cuxhaven

Die statistisch genaueste Methode der Bearbeitung der Entwicklung der Scheitelwasserstände – die aber auch den gesamten Verlauf berücksichtigt – ist jene, aus der Gesamtheit der Wasserstände Quantile herauszufiltern und deren Trend zu ermitteln, wie es PFIZENMAYER (1997) durchführte. Seine Ergebnisse von sieben Pegeln an der niederländischen, deutschen, dänischen und schwedischen Küste bestätigen die in der vorliegenden Untersuchung dargestellte Entwicklung. "An allen Stationen nehmen die hohen Quantile des THw's in den letzten beiden Jahrzehnten zu und erreichen teilweise ihre höchsten Werte seit Beginn regelmäßiger Wasserstandsaufzeichnungen. Ein ähnlich hohes Niveau wurde auch am Ende des letzten Jahrhunderts sowie in den dreißiger Jahren dieses Jahrhunderts gemessen. Die Zunahme der Häufung der Extremwasserstände in den letzten Jahrzehnten liegt also noch im Bereich der natürlichen langperiodischen Variabilität der Wasserstände und ist noch kein Indiz für eine außergewöhnliche anthropogene Variabilität." (PFIZENMAYER, 1997)

Werden die Sturmfluten differenziert in Sturmfluten mit HThw = MThw +1.50 m bis +2.50 m und schwere Sturmfluten mit HThw = MThw +2.50 m bis +3.50 m sowie sehr schwere Sturmfluten mit HThw = MThw  $\geq$  +3.50 m, können unterschiedliche Entwicklungen festgestellt werden. Während bei schweren Sturmfluten und sehr schweren Sturmfluten keinerlei Anstieg zu verzeichnen ist, liegt eine deutliche Zunahme der Anzahl der niedrigen Sturmfluten vor (Abb. 8.6). Dies trifft in erster Linie auf den Zeitraum 1950 bis 1995 zu, der sich auch im Gesamtzeitraum durch eine Zunahme der Sturmfluthäufigkeiten auszeichnet. Demzufolge muss davon ausgegangen werden, dass weniger die Änderung Orkanwetterlage von Bedeutung ist, als vielmehr die Zunahme der mittleren Starkwindwetterlagen. Eine weitere mögliche Ursache wäre, dass der Windstau bei gleicher Windstärke niedriger aufläuft. Dies ist jedoch relativ unwahrscheinlich. Wahrscheinlicher ist dagegen, dass die Häufung der maximalen Windgeschwindigkeiten bei Tideniedrigwasser zunimmt, so dass eine Verschiebung des Windstaumaximums zum Niedrigwasser erfolgt sein könnte.



Abb. 8.6: Häufigkeiten der Sturmfluten, schweren und sehr schweren Sturmfluten in Cuxhaven für den Zeitraum 1901–1995

#### 8.3 Windstaukurvenhäufigkeit

Eine Untersuchung der Häufigkeit von Sturmflutscheiteln bezieht in die Berechnung jeden Scheitel einer Tide ein, die einen bestimmten Grenzwert überschritten hat. Hierbei werden auch unmittelbar aufeinander folgende Sturmtiden als Einzelereignisse gezählt, obwohl der sturmflutverursachende bzw. windstaubildende Faktor, nämlich der Wind, als ein Ereignis zu werten ist, da in einer solchen Serie eine Differenzierung der Zahl der winderzeugenden Sturmzyklonen nicht immer möglich ist. Dies betrifft vor allem frühere Ereignisse, bei denen über Druckmessungen zwar der Bodenwind berechnet werden kann, es jedoch offen bleibt, wie viele Sturmzyklonen diesen gebildet haben. Bei der Analyse der Veränderung des Sturmflutklimas muss die Sturmflut im Zusammenhang mit dem Energieeintrag betrachtet werden, der sich in den Windparametern Dauer und Geschwindigkeit und in der direkten Auswirkung im Windstau widerspiegelt. Liegt eine lange Winddauer mit hoher Geschwindigkeit vor, bewirkt sie einen Windstau, der über eine Tide hinaus andauert. Dies muss als ein Ereignis gewertet werden, denn nur auf diese Weise ist es möglich, z. B. bei der Häufigkeitsanalyse, die sturmfluterzeugenden Ereignisse voneinander unabhängig und damit korrekt zu erfassen. Wird die Häufigkeitsanalyse einzelner Scheitel im direkten Zusammenhang mit der Klimaänderung betrachtet, führt dies demzufolge zu falschen Erkenntnissen. Es ist somit zwingend erforderlich - neben der Scheitelanalyse als ersten Anhalt - eine Häufigkeitsanalyse der Windstaukurven zu erstellen.

Werden sämtliche Windstaukurven pro Jahr gezählt (Abb. 8.7), so zeigt sich ein etwas anderes Bild als bei den Sturmflutscheitelhäufigkeiten (Abb. 8.6). Während die maximal erreichte Anzahl bei den Sturmflutscheitelhäufigkeiten in Cuxhaven im Zeitraum 1950–1995 liegt, wird die maximale Anzahl an Windstaukurven 1922 mit sechs erreicht. Es zeigt sich allerdings auch hier, dass eine Häufung von Windstaukurven mit fünf Windstaukurven pro Jahr seit Mitte der sechziger Jahre vorliegt. Insgesamt steigt seit 1901 auch die Windstaukurvenhäufigkeit pro Jahr leicht an, wenn auch mit weitaus geringerer Intensität als es sich bei der Sturmflutscheitelhäufigkeit abzeichnete. Das bedeutet, dass jene Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, zugenommen haben müssen, dementsprechend also jene Sturmtiden, die dicht aufeinander folgen.

Sturmfluten, die unmittelbar aufeinander folgen, fanden in der bisherigen Forschung relativ wenig Beachtung. So wurden zwar häufig besondere Ereignisse im Einzelnen analysiert wie die Sturmtidekette von 1916 (KRÜGER, 1929) oder die Sturmflutserie 1973 (DIETZE, 1974); eine umfassende statistische Analyse ist bisher nur selten vorgenommen worden wie z. B. von KURCZACK (1974) am Pegel Bremerhaven oder LÜDERS (1974) in einer recht umfassenden Untersuchung der Pegel Wilhelmshaven, Leuchtturm Mellum-Plate, Wangerooge-West, Norderney-Hafen, Borkum-Südstrand und Emden-Seeschleuse.

Anlass dieser Untersuchung war das Auftreten von dicht aufeinander folgenden Sturmtiden, die zu Schäden an den Küstenschutzbauwerken und zu Dünen- und Strandabbrüchen geführt haben, um eine Art Risikoabschätzung zu erreichen. Dementsprechend unterliegen die bisherigen Definitionen von Sturmtiden, die dicht aufeinander folgen, dem Einfluss der Schäden, die sie bewirken können. So grenzt LÜDERS (1974) sogenannte Sturmtidenketten ein: 1. "Sturmtiden, die dicht aufeinanderfolgend auftreten" (LÜDERS, 1974).

- 2. Es gilt **nicht** als Sturmtidenkette, wenn weniger als fünf Sturmtiden dicht aufeinander folgen.
- 3. Kennzeichen einer Sturmtidenkette ist, dass die größere Anzahl von kurz aufeinander folgenden Sturmtiden anfangs entstandene Schäden durch die nachfolgenden Sturmtiden verstärkt.





Abb. 8.7: Windstauhäufigkeiten pro Jahr in Cuxhaven seit 1901

Dies führt zu der Definition, "dass eine Sturmtidenkette mindestens fühf Sturmtiden haben muss, die zeitlich so dicht aufeinander folgen, dass das Verhältnis aus der Zeitdauer von der ersten bis zur letzten Sturmtide in Tagen (Z) zur Anzahl der Sturmtiden (N) den Kennwert (K) 5.0 ergibt ..." (LÜDERS, 1974). Das bedeutet, dass die Definition von LÜDERS (1974) auch jene Sturmflutserien als Sturmtidenketten definiert, bei denen zwischen den Sturmtiden auch "Normaltiden" liegen.

LÜDERS (1974) kommt zu dem Ergebnis, dass im Zeitraum von 1854–1973 am Pegel Wilhelmshaven insgesamt 28 Sturmtidenketten auftraten mit einer Dauer von vier bis 36 Tagen, wobei Sturmtidenketten mit mehr als 30 Tagen durchschnittlich alle 30 Jahre aufgetreten sind. Hinsichtlich der Entwicklung der Häufigkeit der Sturmtidenketten über den gesamten Zeitraum konnte er keine Zunahme berechnen. Für die mittleren Höhen berechnet er gar eine Abnahme, die auch in den Spitzenhöhen der Sturmtidenketten erkennbar ist.

In der vorliegenden Untersuchung zu Sturmtiden gilt es natürlich auch, Schadensbegrenzungen bzw. -abschätzungen von Küstenschutzwerken zu berücksichtigen. Allerdings wird hier zur Risikoabschätzung nicht von einer Definition ausgegangen, die von den Schäden auf die Definition rückschließt. Die Ausgangsbasis bilden vielmehr die verursachenden Kräfte, d. h. der Wind und dessen Änderungen. Infolgedessen wird zwar der Begriff Kettentide von Lüders (1974) übernommen, definiert wird sie aber folgendermaßen:

Alle Sturmtiden, die durch eine Windstaukurve zusammengefasst werden, gelten als eine Kettentide, auch wenn sie nur zwei Sturmflutscheitel enthalten. Zwei Ereignisse, zwischen denen die Windstaukurve auf 50 cm absinkt, werden als zwei getrennte Sturmtiden betrachtet, da davon auszugehen ist, dass der verursachende Faktor Wind vollkommen nachgelassen hat und erst ein erneutes Sturmtief die folgende Sturmtide verursacht hat.



Abb. 8.8: Häufigkeit der Sturmfluten mit mehr als einem Scheitel pro Windstau in Cuxhaven seit 1850

Werden alle Windstaukurven mit mehr als einem Sturmflutscheitel von 1850 bis 1995 analysiert, so zeigt sich, dass bei den Sturmtiden mit zwei Scheiteln pro Windstau keine nennenswerte Entwicklung zu verzeichnen ist (Abb. 8.8). Bemerkenswert ist allerdings die deutliche Lücke von 1937 bis 1955, in der auch keine Kettentiden mit drei, vier, fünf oder gar sechs Scheiteln auftreten. Dagegen sind Kettentiden mit mehr als zwei Sturmflutscheiteln ausschließlich seit 1955 vorzufinden. Einzige Ausnahme bildet die Kettentide vom 6.–8.12.1895, die die größte Anzahl an Sturmflutscheiteln in einer Windstaukurve aufweist. Infolgedessen treten nicht erst in den letzten 50 Jahren Sturmfluten mit mehr als einem Scheitel pro Windstaukurve auf, es wird aber dennoch deutlich, dass die Häufigkeit von Kettentiden mit mehr als zwei Scheiteln pro Windstaukurve in den letzten 50 Jahren zugenommen hat. Werden

3 Scheitel pro Windstau	4 Scheitel pro Windstau	5 Scheitel pro Windstau	6 Scheitel pro Windstau
16.–17.2.1962 (354 cm über MThw)	21.–23.12.1954 (247 cm über MThw)	26.–28.2.1990 (293 cm über MThw)	5.–8.12.1895 (264 cm über MThw.)
23.–24.11.1982 (302 cm über MThw)	20.–22.1.1976 (369 cm über MThw)		
25.–16.1.1993 (218 cm über MThw)			

Tab. 8.1: Daten und maximale Höhen der Windstaukurven mit mehr als 2 Scheiteln pro Windstau (Cux)

hieraus Rückschlüsse auf die Windentwicklung gezogen, so muss davon ausgegangen werden, dass die Dauer des Windes bezogen auf das Einzelereignis zugenommen hat. Werden weiterhin die Scheitel der Kettentiden betrachtet, so zeigt sich, dass dies keineswegs niedrige Sturmfluten waren (Tab. 8.1), sondern vielmehr die Sturmflutscheitelmaxima bis auf eine Ausnahme dem Bereich der schweren bis sehr schweren Sturmfluten zuzuordnen sind. Demzufolge müsste der Wind in Einzelereignissen mit hohen Windgeschwindigkeiten und langer Dauer zugenommen haben.

- 9. Scheitelentwicklung von Sturmtiden in der Nordsee
  - 9.1 Scheitelentwicklung der Sturmtiden

Zur Scheitelentwicklung von Sturmfluten an der deutschen Nordseeküste wurden bereits diverse Untersuchungen durchgeführt, die sich vor allem auf schwere und sehr schwere Sturmfluten beziehen, wie z. B. HENSEN (1938), LEPPIK (1950), TOMCZAK (1952), KOOP-MANN (1962), ROHDE (1964, 1968, 1977 und 1991), LAUCHT (1968 und 1977), LÜDERS (1974), NASNER u. PARTENSCKY (1977), LIESE u. LUCK (1978), SIEFERT (1982, 1988 u.v.a.), FÜHRBÖ-TER et al. (1988) oder aber VAN MALDE (1996). Es ist hier nicht beabsichtigt, eine umfassende Darstellung der Literatur zur Höhenentwicklung von Sturmfluten zu geben, sondern vielmehr an vereinzelten Beispielen aufzuzeigen, dass dies im Laufe des 20. Jahrhunderts immer wieder ein Forschungsbereich ist, der aufgrund der Sicherheit der Küsten eine hohe Relevanz hat.

Bei der vorliegenden Untersuchung zur Änderung des Sturmflutklimas werden nicht allein die sehr schweren Sturmfluten berücksichtigt, sondern vielmehr auch Änderungen im



Abb. 9.1: Entwicklung der Sturmflutscheitel in Cuxhaven (5-Jahres-Mittel) 1901–1995 für Sturmfluten mit Windstau ≥ 2.0 m und HThw ≥ MThw +1.50 m

Bereich der ordinären und der schweren Sturmfluten, da sich hier Änderungen im Sturmflutklima ebenso manifestieren wie in den Extremfluten.

Zur Erlangung eines Überblicks ist es notwendig, das 5-Jahres-Mittel der Hochwasserscheitel über MThw zu untersuchen. Deutlich ist in Abb. 9.1 erkennbar, dass im Mittel die Sturmfluten in Cuxhaven keinen Anstieg der Scheitel aufweisen. Werden die Sturmflutscheitel des Pegels Norderney in diese Betrachtung miteinbezogen, so wird dieses Phänomen bestätigt (Abb. 9.2).

Der leicht positive Trend von  $r^2 = 0,028$  für die mittlere Scheitelentwicklung des Pegels Helgoland kann aufgrund des lückenhaften Datenmaterials für 1900–1940 nicht als signifikant bezeichnet werden. Eine Ausnahme bildet die Scheitelentwicklung des Pegels Wittdün, der einen etwas deutlicheren positiven Trend mit  $r^2 = 0,113$  aufweist.

Eine Berechnung von Mittelwerten lässt keine Aussage zur Scheitelentwicklung schwerer und sehr schwerer Sturmfluten zu, da die Vielzahl niedriger Sturmfluten einfließt. Werden sämtliche Sturmfluten des Kollektivs von 1901 bis 1995 betrachtet, entsteht zunächst der Eindruck, dass die Scheitel der schweren Sturmfluten mit den Sturmfluten vom 16.02.1962 mit 995 cm PN bzw. 354 cm über MThw in Cuxhaven und vom 03.01.1976 mit 1010 cm PN bzw. 369 cm über MThw in Cuxhaven mit bis dahin in der absoluten Höhe noch nicht erreichten Werten ansteigen (Abb. 9.3 u. Abb. 9.4). Wird der Untersuchungszeitraum jedoch auf den Zeitraum 1788 bis 1995 verlängert, so zeigt sich, dass mit der Sturmflut vom 04.02.1825 mit 963 cm PN in Cuxhaven zwar nicht die absoluten Höhen von 1962 und 1976 erreicht werden, jedoch mit 354 cm über MThw die Wasserstandserhöhung über dem mittleren Hochwasser von 1962 erreicht wurde. Demzufolge kann bei ausschließlicher Betrachtung der Scheitel über MThw +3.50 m von einem Anstieg der maximalen Scheitel nicht ausgegangen werden.



Abb. 9.2: Entwicklung der Sturmflutscheitel in Cuxhaven, Helgoland, Wittdün und Norderney (5-Jahres-Mittel) für Sturmfluten mit Windstau Cux ≥ 2.0 m und HThwCux ≥ +1.50 m)

Der generalisierte Anstieg des mittleren Hochwassers ist in Abb. 9.3 (gestrichelte Linie) dargestellt, so dass die Analyse der Scheitelwerte bezogen auf den mittleren Hochwasseranstieg erfolgen kann. Der mittlere Hochwasserstand wurde entsprechend der Vorgehensweise des BSH zur Differenzierung der Sturmfluten in ordinäre Sturmfluten, schwere Sturmfluten und sehr schwere Sturmfluten übertragen auf die Höhen MThw +2.50 m und MThw +3.50 m. Es zeigt sich, dass die Scheitel der schweren Sturmfluten zwischen MThw +2.50 m und MThw +3.50 m in Cuxhaven für den Zeitraum 1901 bis 1995 bei Berechnung eines über das arithmetische Mittel berechneten Trends nur einen geringfügig höheren Anstieg aufweisen als der Anstieg des mittleren Hochwassers. Dies veranschaulicht und bestätigt die Abb. 9.4, die die Sturmflutscheitel über MThw darstellt. Wird die Scheitelentwicklung der schweren Sturmfluten für den Zeitraum 1788 bis 1995 analysiert, so zeigt sich auch hier kein Anstieg der Hochwasserscheitel, der nennenswert größer ist als der mittlere Hochwassertrend der letzten 200 Jahre.



Abb. 9.3: Sturmflutscheitel in Cuxhaven 1788-1995

Die Entwicklung der ordinären Sturmfluten für den Zeitraum 1901–1995 zeigt bei Berechnung einer Trendlinie durch alle Scheitelhöhen über MThw ebenfalls keinen Anstieg. Es ist eher ein leicht negativer Trend über MThw zu verzeichnen.

Es ist nicht möglich, die ordinären Sturmfluten für den Zeitraum 1775–1900 zu analysieren, da nicht sichergestellt ist, dass insbesondere im Zeitraum von 1775–1850 alle niedrigen Sturmfluten erfasst wurden.



Abb. 9.4: Sturmflutscheitel über MThw (Windstau 2.0 m und HThw 1.50 m)

#### 9.2 Entwicklung der maximalen Windstauhöhen

9.2.1 Lage des Windstaumaximums zur Periode

Zur Berechnung der Eintrittswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen, muss die Lage der Windstaumaxima zur Periode berücksichtigt werden. Bereits TOMZCAK (1952) untersuchte das Phänomen der Lage des Windstaus zur Periode und stellte fest, dass die Windstauhöhen bei Tnw um ca. 2/3 bis 4/5 höher sein müssten als bei Thw, da die Windstauhöhe bei gleichem Wind mit zunehmender Wassertiefe abnimmt.

SIEFERT und MURTY (1991) konnten ebenfalls feststellen, dass Häufigkeit und Höhe der Windstaupeaks in der Deutschen Bucht bei Tnw größer sind als bei Thw. Sie erklärten dieses Phänomen aber ausschließlich mit der "zufälligen" Lage des Windes zur Periode und damit mit der Tatsache, dass der Wind bei Tnw seine größte Windgeschwindigkeit hatte. Als Beweis zogen sie die Lage der Windstaumaxima zur Periode an der britischen Küste heran. Dort ist die größte Häufigkeit der Windstaupeaks bei Thw vorzufinden.

Auch in der vorliegenden Untersuchung lässt sich feststellen, dass in Cuxhaven in den letzten 100 Jahren die Windstaupeaks sich deutlich bei Tnw I konzentrieren (Abb. 9.5). Ein weiteres Maximum liegt bei 3 h vor Thw I bis Thw II mit einem Peak bei 4.5 h nach Tnw I bzw. 1.5 h vor dem astronomischen Hochwasser. Danach nimmt die Konzentration deutlich ab mit einem kleineren Peak bei Tnw II.

In Norderney liegt auf den ersten Blick auch eine deutliche Konzentration der Windstaupeaks bei Tnw vor. Von den 92 Windstaumaxima seit 1938 traten 56 Peaks von 3 h vor Tnw I und II bis 3.5 h nach Tnw I und II auf und nur 36 Peaks um Thw (Abb. 9.6). Bemerkenswert ist jedoch, dass die Peaks bei Thw alle von 3 h vor Thw bis Thw auftreten, aber nicht nach Thw. Auffällig ist weiterhin, dass eine weitere Konzentration an Windstaupeaks



Abb. 9.5: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Cuxhaven für die Jahre 1901–1997

von 2 h nach Thw I bis 1 h nach Tnw II vorliegt, die für den Pegel Cuxhaven nicht festzustellen ist.

Helgoland ist dem Einflussbereich der Küstentopographie zwar nicht entzogen, aber dennoch wesentlich weniger ausgesetzt als die anderen beschriebenen Pegel. Es sollte nach der Theorie von TOMCZAK (1952) eine gleichmäßige Verteilung der Windstaupeaks zur Tidephase vorliegen.



Abb. 9.6: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Norderney für die Jahre 1938–1997

#### 244



Abb. 9.7: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Helgoland für die Jahre 1940–1997 (unter Auslassung der Jahre 1945–1950)

Die Abb. 9.7 zeigt, dass die Verteilung der Windstaumaxima auf die Tidephasen wesentlich gleichmäßiger ist als bei den Pegeln Cuxhaven, Norderney und Wittdün. Allerdings sind auch hier Konzentrationen der Windstaumaxima zu verzeichnen. Diese liegen in erster Linie am Flutast nach astronomisch Tideniedrigwasser mit einem Maximum 2 h nach Tnw I und in wesentlich geringerer Intensität während der Ebbephase bis 3 h nach Tideniedrigwasser. Dagegen sind bisher keine Windstaumaxima kurz vor Hochwasser I und am Flutast von 4 h vor Thw II bis Thw II aufgetreten. Es liegt also keine völlig gleichmäßige Verteilung der Windstaumaxima vor.

In Wittdün auf Amrum ist die Verteilung der Windstaumaxima zur Periode sehr eindeutig (Abb. 9.8). Es gibt einen Schwerpunkt bei Tnw I bis 1 h nach Tideniedrigwasser, der sich in etwas geringer Intensität bei Tnw II wiederholt. Die restlichen Windstaumaxima treten um Hochwasser (1 h vor bis 3 h nach Hochwasser) auf.

Der Vergleich der vier Pegel erfolgt in der Reihenfolge Norderney, Cuxhaven, Helgoland und Wittdün, um die Lage im Raum zu berücksichtigen. Erwartungsgemäß liegen die Windstaumaxima der Pegel Norderney, Cuxhaven und Wittdün gehäuft um Tideniedrigwasser, mit Schwerpunkt auf 1 h nach Tideniedrigwasser. Am ausgeprägtesten ist dieses Phänomen in Wittdün, wo von den 114 Windstaukurven 53 (47 %) ihr Windstaumaximum im Zeitraum von Tideniedrigwasser bis 1 h danach aufweisen. Nicht ganz so hoch aber dennoch mit einem Anteil von 29 % (27 Windstaumaxima von 92 Windstaukurven) liegt in Norderney die größte Häufigkeit deutlich bei Tideniedrigwasser. Mit 23 % erreicht die Häufigkeit der Windstaumaxima von Cuxhaven (35 von 152 Windstaukurven) bei Tnw I eine ähnliche Höhe wie in Norderney. Im Gegensatz zu Norderney und Wittdün, wo die Anzahl an Windstaumaxima 1.5 h nach Tideniedrigwasser deutlich abnimmt, haben in Cuxhaven sieben Windstaukurven ihr Maximum 1.5 h nach Tnw I, so dass der Anteil der Windstaukurven um Tnw auf 28 % ansteigen würde, wenn diese dazugezählt werden. Da die Konzentration der




Abb. 9.8: Lage der Windstaumaxima zur Tidephase in Wittdün für die Jahre 1914–1997 (1914–1938 lückenhaft)

Windstaumaxima bei allen drei Pegeln deutlich bei Tnw liegt und kein Verrücken der Maxima mit der Lage im Raum zu verzeichnen ist, kann dies sowohl mit dem Phänomen, dass die Windstauhöhe abhängig ist von der Wassertiefe, erklärt werden als auch mit der Erklärung von SIEFERT u. MURTY (1991), dass die maximale Windgeschwindigkeit mehr oder weniger zufällig meistens bei Tnw liegt und deshalb dort das Windstaumaximum vorzufinden ist. Konkret muss dazu aber letztendlich der Verlauf der einzelnen Tiden entlang der Küste untersucht werden, was durch den einfachen Vergleich der Lage der Windstaumaxima zur Periode noch nicht zu erkennen ist. Dies muss über einen Vergleich der Lage der Windstaumaxima zur Periode der einzelnen Sturmtiden erfolgen. Zu erwarten wäre eine Verschiebung der Windstaumaxima zur Periode von Norderney bis Wittdün.

Helgoland weist die größte Häufigkeit der Windstaumaxima 1.5 h bis 3 h nach Tnw I mit knapp 30 % (29 von 98 Windstaukurven) auf. Das ist der Zeitraum in dem für Norderney, Cuxhaven und Wittdün eine sehr geringe Häufigkeit zu verzeichnen ist. Diese liegt für Helgoland um Tnw I vor, einem Zeitraum, in dem die größte Häufigkeit bei den anderen Pegeln festgestellt werden kann.

Bei den weiteren Konzentrationen der Windstaumaxima zur Periode zeigen sich die Differenzen nicht nur bei Helgoland, sondern auch bei Wittdün. Während Cuxhaven noch eine deutliche Konzentration der Windstaumaxima mit 32 % bei 3.5 h nach Tnw I bis Thw I aufweist, verteilt sich diese in Norderney mit jeweils 22 % auf 3.5 h nach Tnw I bis Thw I und 2 h vor Tnw II bis 1 h nach Tnw II. Für letzteren Zeitraum (2 h vor Tnw II bis 1 h nach Tnw II) konzentrieren sich in Cuxhaven nur 15 % der Windstaumaxima. Dies bedeutet, dass die Windstaumaxima in Norderney eine größere Verteilung zur Periode aufweisen als in Cuxhaven mit bereits deutlicher Konzentration auf Tnw I und dem Flutast bis Thw I. Diese Konzentration nimmt bis Wittdün zu, wo die Verteilung 47 % bei Tnw I, und je 25 % um Thw I und Tnw II kaum dazwischenliegende Windstaupeaks möglich macht. Erkennbar ist auch eine Verschiebung zum Thw II von Norderney über Cuxhaven bis Wittdün von maximaler Konzentration vor Thw II (Norderney) über bis Thw II (Cuxhaven) bis direkt vor, bei und nach Thw II (Wittdün). Dieser Ablauf ist, aufgrund der räumlichen Lage der Insel, für Helgoland nicht nachzuweisen.

# 9.2.2 Nutzung der Windstaumaxima für die Berechnung von Bemessungswasserständen

Zur Berechnung der Entwicklung der Scheitelhöhen ist weniger von Relevanz, wie sich die Sturmflutscheitel entwickeln, als vielmehr, wie sich die Windstaupeaks entwickeln. Der Grund liegt auf der Hand. Wird nur die Stauentwicklung des Scheitels betrachtet, wird nicht die maximal mögliche Stauwirkung des Wassers durch die Windeinwirkung betrachtet, die, wie in Kap. 9.2.1. erläutert, in der Regel bei anderen Tidephasen stattfindet, meist bei Tnw. Zur Berechnung von zukünftig sicheren Deichhöhen muss deshalb auch die Stauentwicklung bei Tnw betrachtet werden. Zum einen ist das "Kollektiv mit hohem Stau um MThw nur sehr klein, zum anderen sind die Maximalwerte um MTnw aufgetreten und sollten nicht einfach vernachlässigt werden" (LÄNDER-ARBEITSGRUPPE, 1988). Hierzu wird das maximale Verhältnis der Windstauhöhe bei Thw zur Windstauhöhe bei Tnw betrachtet. Dieses wird ermittelt, indem alle Sturmfluten in Cuxhaven betrachtet werden, "deren Windstaumaximum W um MTnw auftrat und bei denen der Wind sich über die Tide nicht wesentlich veränderte" (LÄNDER-ARBEITSGRUPPE, 1988). Das maximale Verhältnis W (MThw) : W (MTnw) liegt laut der LÄNDER-ARBEITSGRUPPE (1988) bei 90 %. Auch die Ergebnisse der neuen "Überprüfung des Bemessungswasserstandes" SIEFERT (1998) weisen auf ein Verhältnis von 90 % für Cuxhaven hin.

Infolgedessen wird die Überschreitungswahrscheinlichkeit zunächst für alle Windstaupeaks bei Tnw (definiert als 3.5 h vor Tnw bis 3 h nach Tnw) und bei Thw (definiert als 3 h vor Thw bis 3 h nach Thw) berechnet. Hierzu wird die Überschreitungswahrscheinlichkeit in 10-cm-Schritten und in logarithmischer Teilung dargestellt. Zunächst werden die Pegel Norderney, Helgoland und Wittdün analysiert. Für die Untersuchung der Windstaumaxima von Cuxhaven sei auf die Untersuchung von SIEFERT (1998) verwiesen.

Werden für Norderney die Windstaumaxima bei Thw und bei Tnw getrennt aufsummiert, so zeigt sich eine geringe Höhendifferenz zwischen den Maxima bei Thw und denen bei Tnw (Abb. 9.9). Liegt sie bei den niedrigen Windstaumaxima noch bei knapp 50 cm Differenz, was W (MThw) : W (MTnw) von 75 % entspricht, verringert sie sich bei den Maxima auf 20 cm Differenz, wodurch sich W (MThw) : W (MTnw) = 94 % ergibt. Zu beachten ist bei dieser Vorgehensweise, dass hier verschiedene Tiden und damit Windstaumaxima verglichen werden und nicht wie bei dem Verfahren der LÄNDER-ARBEITSGRUPPE (1988) der maximale Wert bei Tnw und bei Thw der gleichen Tide, bei der der Wind etwa gleichbleibend weht.

Die maximal erreichten Windstauwerte sind bei Thw 313 cm mit einer Eintrittswahrscheinlichkeit von 1:60 Jahren, bei Tnw 332 cm mit ebenso 1:60 Jahren (Abb. 9.9).

Wird davon ausgegangen, dass bei Thw 90 % des höchsten Wertes bei Tnw eintreten können, kann für Norderney ein Wert um Thw von rund 300 cm über MThw angesetzt werden. Sieht man weiterhin, dass diese Kurven nahezu asymptotisch verlaufen, so bildet dieser Wert eine gute erste Grundlage für eine Deichhöhe, die dann mit den entsprechenden Zuschlägen wie Meeresspiegelanstieg, Wellenauflauf etc. versehen werden muss. Der im Weiteren bearbeitete maximale Windstauwert, wird diese Grundlage spezifizieren und verfeinern.



Abb. 9.9: Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen in Norderney für die Jahre 1938–1997

In Wittdün erreicht das Maximum bei Thw 309 cm mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:65 Jahren, bei Tnw 368 cm mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:30 Jahren (Abb. 9.10), so dass W (MThw) : W (MTnw) 84 % erreicht. Bei den niedrigen Sturmfluten ist auch hier die Differenz wesentlich größer mit 110 cm bei Thw und 240 cm bei Tnw bei gleicher Eintrittswahrscheinlichkeit (46 %).

Wird mit einem "Sicherheitszuschlag" davon ausgegangen, dass auch 90 % des Tnw bei Thw erreicht werden können, so ergibt sich für Wittdün eine Windstauhöhe über MThw von 330 cm. Dieser Wert muss aber mit Vorsicht betrachtet werden. Die Berechnung einer Verteilungsfunktion für diese Daten zeigt keine Tendenz in einem asymptotischen Verlauf zu münden, was ein Anzeichen für einen etwaigen momentanen Höchstwert darstellen könnte. Demzufolge bildet dieser Wert einen Anhalt und findet in der weiteren Untersuchung in der sogenannten maximalen Windstaukurve seine detaillierte Bearbeitung.

Abb. 9.11 zeigt für Helgoland eine deutliche Annäherung der Windstaumaxima bei Thw und Tnw bei kleinerer Eintrittswahrscheinlichkeit mit 100 %. Der maximal erreichte Windstau bei Thw und Tnw in Helgoland liegt bei 270 cm, die jeweils zweimal in 53 Jahren aufgetreten sind. Das bedeutet, dass hier im Hochseebereich die Formel, 90 % vom Höchstwert Tnw entspricht dem zur Zeit höchst möglichen Wert um Thw, nicht zutrifft. Weiterhin laufen auch diese Werte nicht einem Grenzwert entgegen, so dass der zu berechnende Wert von 320 cm ein erster Anhalt für die weitere Bearbeitung der vorliegenden Untersuchung bedeutet.

248



Abb. 9.10: Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen in Wittdün für die Jahre 1935–1997



Abb. 9.11: Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstauhöhen in Helgoland für die Jahre 1940–1997

# 10. Charakterisierung der Sturmfluten bzw. Windstaukurven und deren Entwicklung

Der Versuch, Sturmtiden zu charakterisieren, erfolgt in der Regel über die Fülligkeit der Sturmtide. Um jedoch den von der "Normaltide" bzw. mittleren oder astronomischen Tide abweichenden Charakter zu bestimmen, muss ein Weg gewählt werden, der den hauptsächlichen Verursacher einer Abweichung ebenso erfasst wie die Lage der Änderung zur Phase. Dies ist zwangsläufig die Windstaukurve.

Einen Vorschlag, die "Fülligkeit" einer Tide zu definieren, macht SIEFERT (1997, mündl. Auskunft), indem er über die Grenzwerte der Anstiegsparameter, Scheiteldauer und Abfallkennzahl der Windstaukurve auf die "Fülligkeit" der Tide rückschließt.

Entsprechend der Fragestellung des Forschungsvorhabens erfolgt die Charakterisierung der Sturmtiden über die Kategorisierung der unterschiedlichen Windsituationen, die die differierenden Charaktere der Sturmfluten verursachen. So wird eine Windstaukurve, die einen langen Anstieg aufweist, natürlich von einem Wind verursacht, der einen langsamen Anstieg der Windgeschwindigkeit bis zu der maximalen Windgeschwindigkeit aufweist (d.h. die Dauer der Windgeschwindigkeitsänderung ist groß). Eine lange Scheiteldauer wird von einer lang andauernden hohen Windgeschwindigkeit bewirkt, und eine kleine Abfallkennzahl weist einen plötzlichen Zusammenbruch der hohen Windgeschwindigkeiten nach.

Die Definition der Begriffe *kurz* und *lang* erfolgt über die Anstiegs- und Abfallkennzahl h/m und über die Dauer des Scheitelbereiches. Beginn und Ende der Parameterlinien und damit der Berechnung der Kennzahlen erfolgt über die gesamte Windstaukurve  $\geq$  50 cm und ist nicht zeitlich begrenzt. Demzufolge ergeben sich größere Kennzahlen für die Begrenzung von *kurz* und *lang* als bei zeitlicher Einschränkung wie etwa 3 h vor dem Windstaumaximum (z.B. bei SIEFERT, 1968, für die Sturmflutvorhersage).

Da der gesamte Anstieg und Abfall zur Parametrisierung gewählt wird, wird *kurz* so definiert, dass bei einem Anstieg der Windgeschwindigkeit über den Flutast von Tideniedrigwasser bis Hochwasser ein Wasserstand von mindestens 1.50 m über MThw erreicht sein muss. Dies ist bei einer Anstiegskennzahl von 6 h/m der Fall (1 m in 6 h + 50 cm Ausgangshöhe). Ebenso ist davon auszugehen, dass ein schnelles Abflauen der Windgeschwindigkeit dann der Fall ist, wenn der Wind innerhalb einer Ebbephase vollständig abgeklungen ist und der Windstau nur noch 50 cm erreicht.

Demzufolge werden kurz und lang wie in Tab. 10.1 definiert.

	0		
	kurz	lang	
Anstiegskennzahl	$\leq$ 6 h/m	> 6 h/m	
Scheiteldauer	$\leq$ 6 h	> 6 h	
Abfallkennzahl	$\leq$ 6 h/m	> 6 h/m	

Tab. 10.1: Definition von kurz und lang

Auf diese Art erhält man verschiedene Sturmflutcharakteristika, die sich zunächst ganz einfach durch die mögliche Kombinationen von drei Parametern ergeben, nämlich 3<sup>3</sup> Kombinationen. Inhaltlich entstehen jedoch aufgrund der Wechselwirkung Wind zu Tide nur 9 Kombinationen:

250

1. langer Anstieg	langer Scheitel	langer Abfall	(lang-lang-lang; [lll])
2. langer Anstieg	langer Scheitel	kurzer Abfall	(lang-lang-kurz; [llk])
3. langer Anstieg	kurzer Scheitel	langer Abfall	(lang-kurz-lang; [lkl])
4. langer Anstieg	kurzer Scheitel	kurzer Abfall	(lang-kurz-kurz; [lkk])
5. kurzer Abfall	kurzer Scheitel	kurzer Abfall	(kurz-kurz-kurz; [kkk])
6. kurzer Abfall	kurzer Scheitel	langer Abfall	(kurz-kurz-lang; [kkl])
7. kurzer Abfall	langer Scheitel	kurzer Abfall	(kurz-lang-kurz; [klk])
8. kurzer Abfall	langer Scheitel	langer Abfall	(kurz-lang-lang; [kll])
9. Windstaukurve mit	deutlich zwei defini	erten Windstaupeak	LS

Anhand des Pegels Cuxhaven werden im Folgenden die einzelnen Kategorien vorgestellt. Zu Beginn werden die Charakteristika der einzelnen Kategorien beschrieben, die für alle Pegel grundsätzlich übereinstimmen. Im Weiteren werden jeweils für alle Pegel die Häufigkeiten, die Entwicklung in den letzten 100 Jahren der Häufigkeit und die jeweiligen Besonderheiten wie z.B. die generelle Windstauhöhe, die diese Kombination bewirkt, angeführt. Tabellarisch wird im Anhang die Windsituation, die für die Ausbildung einer bestimmten Charakteristik eines Parameters verantwortlich ist, beschrieben und den jeweiligen Sturmfluten zugeordnet.

10.1 Die Charakterisierung in Cuxhaven10.1.1 Beschreibung der Charakteristika der einzelnen Kategorien

#### Langer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Die Kategorie *lang-lang umfasst* jene Sturmfluten, die durch langsame Windgeschwindigkeitsanstiege (18b; 113; 208) oder aber langsames Eindrehen der Windrichtung in die stauwirksame Windrichtung bei bereits hohen Windgeschwindigkeiten, einer langen Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und wiederum langsamem Abfall entstanden sind. Die Kombination *lang-lang-lang* führt zwangsläufig zu Windstaukurven mit langen Dauern, die mehr als einen Tidescheitel umfassen, häufiger umfassen sie gar mehrere Sturmflutscheitel. Ein Beispiel für diese Kategorie sind Nr. 78a/78/79 und 180.

<u>Windstauhöhe:</u> Diese Kombination von einem lang andauernden Windanstieg mit einem langen Scheitel führt nicht zwangsläufig zu einem hohen Windstaumaximum und einem hohen Sturmflutscheitel in Cuxhaven, obwohl durch die lange Stauwirkung dies hätte erwartet werden können. Wie jedoch die Korrelationen zwischen Anstiegsneigung und Windstaumaximum zeigen, können lange Anstiege zwar hohe Windstaumaxima erzeugen (Maximum 375 cm, das jedoch mit 6,5 h/m einen Grenzwert zu kurz bildet), sehr hohe Windstaumaxima werden aber von kurzen Anstiegen gebildet. So erreichen 75 % der Windstaukurven der Kategorie *lang-lang* eine Höhe von 200–250 cm und nur knapp 25 % 250–300 cm.

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Die Windstaumaxima dieser Kategorie liegen über die gesamte Tidephase verteilt ohne Konzentration um Niedrig- oder Hochwasser.

<u>Sturmflutscheitel in Cuxhaven</u>: Die Sturmflutscheitelhöhen, die in dieser Kategorie in Cuxhaven erreicht werden, liegen zwischen 780 cm PN und 995 cm PN (16.2.1962). Der größte Teil der Sturmfluten liegt jedoch zwischen 800 und 900 cm. Die zweithöchste Sturmflut des 20. Jahrhunderts vom 16.2.1962 weist eine Anstiegskennzahl von 6,5 h/m auf und bildet damit den Grenzwert zu einer kurzen Anstiegskennzahl. Deutlich wird jedoch, dass diese Gruppe Extrema ausbilden kann. Eine Zunahme der Anzahl in dieser Gruppe muss mit Sorgfalt betrachtet werden.

Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli (entspricht Auswirkungen auf flussaufwärts gelegene Orte): Es ist anzunehmen, dass dieser Typus flussaufwärts größere Konsequenzen tragen kann, vor allem, wenn wie hier auch noch ein langsamer und lang andauernder abflachender Wind vorliegt, da die längere Winddauer in der trichterförmigen Mündung und dem begrenzten Flussbett den Stau besser hält. Grundsätzlich kann dies nicht bestätigt werden, da natürlich erst ein hoher Windstau an der Küste gebildet werden muss, der wiederum von kurzen Anstiegen gebildet wird. So wird die Sturmflut vom 3.1.1976, die höchste Sturmflut seit verlässlicher Pegelaufzeichnungen in St. Pauli, ebenso von einem kurzen Anstieg gebildet wie die vom 10.1.1995. Viele der schweren Sturmfluten mit hohen bis sehr hohen Sturmflutscheiteln in St. Pauli werden allerdings in dieser Gruppe gebildet wie jene vom 16.2.1962 mit 1070 cm PN und vom 28.1.1994 mit 1102 cm PN.

Interessant ist, dass die Differenz der Scheitelhöhen Cuxhaven – St.Pauli seit Beginn der sechziger Jahre drastisch zugenommen hat von 5–55 cm im Zeitraum 1901–1960 hin zu 45–155 cm 1960–1995. Es ist hier ein deutlicher signifikanter Trend zu berechnen. Es muss aber beachtet werden, dass die Daten von St. Pauli bis 1950 lückenhaft sind.

Die erreichte sehr hohe Differenz der Scheitelhöhen St. Pauli zu Cuxhaven von 155 cm zeigt, dass ein langsamer Abfall größere Konsequenzen flussaufwärts haben muss als ein kurzer. Es ist die größte Differenz aller Kategorien und wird mit 150 cm nur von der Kategorie *kurz-kurz-lang* erreicht.

Weiterhin ist davon auszugehen, dass diese Kategorie verstärkt Windstaukurven enthält, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen. Dies ist in der Tat der Fall: acht von den 24 Windstaukurven umfassen mehr als einen definierten Sturmflutscheitel, eine der Windstaukurven umfasst gar drei Sturmflutscheitel.

## Langer Anstieg - langer Scheitel - kurzer Abfall

Grundsätzlich charakterisiert diese Kategorie eine Windsituation, in der der Wind eine lang andauernde oder langsame Windgeschwindigkeitsänderung im Anstieg vorweist, in der maximalen Geschwindigkeit lange anhält und dann plötzlich zusammenbricht (z. B. Sturmflut Nr. 90, 33).

Ein kurzer Abfall entsteht durch raschen Abfall der Windgeschwindigkeit. Er kann nur verstärkt werden durch gleichzeitiges Abdrehen der Windrichtung in den nicht stauwirksamen Bereich. Bemerkenswert ist jedoch, dass bei fast allen Sturmtiden dieser Kategorie die Windgeschwindigkeit zwar rasch zusammenbricht, aber dann entweder erneut ansteigt – jedoch nicht so sehr um einen erneuten Stau von 2 m zu verursachen – oder aber auf relativ hohem Niveau noch anhält (15 m/s). Entscheidend für einen raschen Zusammenbruch der Windstaukurve ist demnach die rasche Windgeschwindigkeitsänderung, die ein längeres Anhalten oder Wiederaufbauen des Staus nicht erlaubt.

Die Kombination aus langem Anstieg, langem Scheitel und kurzem Abfall kommt sehr selten vor (7 x in 100 Jahren, wobei nur eine Windstaukurve zwei definierte Sturmflutscheitel umfasst), so dass davon auszugehen ist, dass in der Regel bei einem langen Anstieg und einem langen Scheitel kein rascher Zusammenbruch des Windes vorliegt.

<u>Windstauhöhe und Phasenlage des Maximums</u>: Die Windstauhöhe dieser Kategorie ist recht niedrig. Sie liegt zwischen 200 cm und 270 cm. Allerdings liegen die Maxima entweder bei auflaufend Wasser, kurz vor Hochwasser oder aber kurz nach Hochwasser.

<u>Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven</u>: Da die Windstaumaxima um Hochwasser liegen, stimmt das Windstaumaximum fast mit der Scheitelhöhe über MThw in Cuxhaven überein, d.h. hier werden leichte bis schwere Sturmfluten produziert. <u>Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli:</u> Die Scheitelhöhen dieser Gruppe in St. Pauli liegen zwischen 900 cm und 1000 cm PN. Die Differenz der Scheitelhöhen zwischen Hamburg und St. Pauli beträgt 60 cm bis 116 cm, wobei kein Trend in den letzten 100 Jahren zu berechnen ist. In diese Kategorie fallen keine sehr hohen Sturmfluten.

## Langer Anstieg - kurzer Scheitel - langer Abfall

Mit 39 Windstaukurven umfasst die Kategorie *lang-kurz-lang* die meisten Sturmfluten und bedarf schon deshalb einer genauen Betrachtung. Auch hier entstehen die langen Anstiege in erster Linie durch das langsame Ansteigen der Windgeschwindigkeit und/oder allmähliches Eindrehen der Windrichtung in die stauwirksame Windrichtung. Liegt ein leichtes Abfallen der Windgeschwindigkeit vor, nachdem bereits ein Windstauanstieg vorliegt, wird der langsame Anstieg des Windstaus verstärkt, selbst wenn höhere Windgeschwindigkeiten auftreten. Ein exemplarisches Beispiel für den klassischen Fall in Verbindung mit einem zwischenzeitlichen Abfall der Windgeschwindigkeit ist Sturmflut Nr. 170, bei der auch der kurze Scheitel sehr deutlich wird. Dieser wird sehr häufig in dieser Kategorie dadurch gebildet, dass der Anstieg nach Erreichen des Peaks unmittelbar wieder abfällt.

<u>Windstauhöhe:</u> Die Windstauhöhe schwankt zwischen 200 cm und 366 cm, d.h. die maximalen Höhen, die hier erreicht werden, sind recht hoch. Auch hier ist es jedoch so, dass das Windstaumaximum von 366 cm durch einen Anstieg gebildet wird, der mit 6,5 h/m an der Grenze zu *kurz* liegt. Außerdem entsteht *lang* bei Sturmflut Nr. 168/169 zwar durch sehr langen und langsamen Anstieg der Windgeschwindigkeit, so dass sich bereits frühzeitig ein Stau aufzubauen beginnt, in die den Peak stauende Windrichtung dreht der Wind sich jedoch erst sehr spät ein.

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Die Windstaumaxima sind ausgesprochen gleichmäßig über die gesamte Tidephase verteilt. Ein gewisser Schwerpunkt in der Anzahl liegt im Flutast von Tideniedrigwasser bis Tidehochwasser. Es gibt – offensichtlich aufgrund des kurzen Scheitels – kein Windstaumaximum, das später als um Tnw III liegt. Demzufolge ist der Anteil an Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, mit sechs von 36 sehr gering. Diese sechs Windstaukurven umfassen alle nur zwei definierte Sturmflutscheitel. Das bedeutet, dass lange Anstiege und lange Abfälle zwar lange Windstaukurven bilden können, der kurze Scheitel aber Kettentiden mit vielen hohen Sturmflutscheiteln verhindert. Außerdem zeigt sich wiederum, dass lange Abfälle keinen erneuten definierten Sturmflutscheitel an der Küste bewirken, sondern dies ausschließlich durch einen erneuten Anstieg der Windgeschwindigkeit erfolgt (s. 2 Scheitel).

Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und in St. Pauli: Die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven reicht von 784 cm bis 939 cm und in St. Pauli von 825 cm bis 1033 cm. Damit zeigt sich, dass sowohl in der Windstauhöhe als auch in der Scheitelhöhe eine große Spannbreite zu verzeichnen ist. In dieser Kategorie sind sehr viele der leichten Sturmfluten, deren maximale Scheitelhöhe gerade 1.50 m über MThw ist. Es können aber auch schwere Sturmfluten auftreten, wie jene vom 6.12.1973, Nr. 117, mit 939 cm PN, die achthöchste in Cuxhaven und in Hamburg die 14. höchste Sturmflut mit 1033 cm PN. Diese Sturmflut wird allerdings von einem Anstieg von 6,5 h/m gebildet, der den Grenzbereich zu "kurz" bildet. Bei diesem Wert werden Windstaumaxima bis zu 360 cm ausgebildet, so dass grundsätzlich bleibt, dass in dieser Kategorie mit langem Anstieg eher niedrige Sturmfluten ausgebildet werden.

Die Höhendifferenz zwischen St. Pauli und Cuxhaven lag von 1920 bis 1970 in einer Spannbreite von 10–60 cm, ab 1970 in einer Spannbreite von 40–114 cm. Es zeigt sich also auch in dieser Gruppe ein eindeutiger Trend zu größeren Differenzen.

## Langer Anstieg- kurzer Scheitel- kurzer Abfall

Mit diesem Charakter steigt die Windgeschwindigkeit langsam an, um nach Erreichen der maximalen Windgeschwindigkeit und günstigsten Windrichtung rasch wieder abzuflauen. Langsame Anstiege in dieser Kombination verursachen keine besonders hohen Scheitel. Sturmfluten in dieser Kombination kommen mit 12 Windstaukurven relativ selten vor (Nr. 220, 207, 193, 13, 3). Sturmflutwetterlagen, bei denen der Wind nach Erreichen der maximalen Windgeschwindigkeit unmittelbar wieder rasch abflaut, bilden selten Windstaukurven, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen. In dieser Kategorie kommt dies nicht ein einziges Mal vor, was wiederum zeigt, dass lange Scheitel und lange Abfälle Kettentiden verursachen aber nicht lange Anstiege.

<u>Windstauhöhe:</u> Die Windstaumaxima liegen in dieser Kategorie zwischen 250 cm und 300 cm mit einer Ausnahme von 210 cm.

<u>Lage des Windstaumaximums zur Tidephase</u>: Die Windstaumaxima liegen verstärkt um Tnw II bis 1 h vor Thw. Nur ein Windstaumaximum liegt nach Thw, allerdings 20 h nach Tnw II.

<u>Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und in St. Pauli:</u> In Cuxhaven liegt die Scheitelhöhe zwischen 794 cm und 934 cm mit der Sturmflut Nr. 207 vom 23.1.1993, die in Cuxhaven die zehnthöchste, in St. Pauli mit 1075 cm die fünfthöchste Sturmflut ist. In St. Pauli liegen die niedrigsten Werte bei 840 cm, so dass sie demnach von leichten Sturmfluten bis schweren Sturmfluten reichen.

<u>Differenz Cuxhaven – St. Pauli:</u> Die Differenz der Scheitelhöhen zwischen Cuxhaven und St. Pauli liegt zwischen rund 10 cm und knapp 110 cm, wobei bis 1994 ein kontinuierlicher Anstieg zu verzeichnen ist.

## Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Diese Kategorie zeigt Beispiele, in denen nach kurzem Anstieg der Windgeschwindigkeit und/oder Eindrehen des Windes in die richtige Windrichtung schnell das Windstaumaximum erreicht wurde, das rasche Abflauen des Windes jedoch einen kurzen Scheitel und raschen Abfall verursacht hat (Nr. 141, 192, 214, 153; 70b, 57). Wie nicht anders zu erwarten, wird nur ausgesprochen selten in dieser Kategorie eine Sturmflut mit mehr als einem definierten Sturmflutscheitel vorkommen. Erstaunlicher Weise existiert eine Sturmflut (Nr. 65/66 vom 23.12.1954), deren Windstaukurve aber zwei Sturmflutscheitel umfasst. Der Grund ist der, dass das Windstaumaximum nach Tidehochwasser liegt und bei Tideniedrigwasser der folgenden Tide bereits im Abfall ist, der bei 10 m/s bleibt und das folgende Hochwasser noch einmal staut.

<u>Windstauhöhe:</u> Kurze Anstiege können hohe Windstaumaxima verursachen. Windstaumaxima, die schwere bis sehr schwere Sturmflutscheitel bewirken, benötigen aber eine lange Dauer. Hierbei kann es sich um den Abfall handeln oder aber um den Scheitelbereich, da die meist bei Tideniedrigwasser liegenden hohen Windstaumaxima mit Hilfe der langen Scheiteldauer oder des langsamen Abfalls über Tidehochwasser hinweggezogen werden. Demzufolge bewirken die Windstaumaxima, die in dieser Kategorie in einer Spannbreite von 204 cm bis 395 cm auftreten, keine sehr schweren Sturmfluten. Im Gegenteil, das höchste Windstaumaximum dieser Kategorie bildet eine leichte Sturmflut in Cuxhaven aus (Nr. 57 vom 10.2.1949).

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Natürlich liegen auch in dieser Kategorie die meisten Windstaumaxima (6 von 12) um Tideniedrigwasser (Tnw II), allerdings liegen drei auf dem aufsteigenden Ast um Thw und weitere drei um Tnw III. Das bedeutet, dass die kurzen Anstiege zwei Tiden erhöhen. In diesem Fall liegen alle drei Windstaumaxima über 300 cm, was bei einer Lage des Windstaupeaks um Thw nicht zu leichten, sondern zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten hätte führen können, wenn die Scheiteldauer oder der Abfall lange Kennzahlen aufweisen würde, wie dies am 3.–4.1.1976 mit kurz-kurz-lang der Fall war.

Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli: Die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und St. Pauli liegt mit 791 cm bis 896 cm in Cuxhaven und 838 cm bis 977 cm in St. Pauli im Bereich der leichten bis schweren Sturmfluten. Da in dieser Kategorie hohe Windstaumaxima ausgebildet werden können, entscheidet allein die Lage des Windstaumaximums zur Tidephase die Sturmflutscheitelhöhe. Die Differenz Cuxhaven – St. Pauli schwankt zwischen 35 cm und 128 cm. Es lässt sich in dieser Gruppe kein eindeutiger Trend zu größeren Differenzen erkennen.

#### Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

Diese Kategorie ist gekennzeichnet durch einen raschen Anstieg der Windgeschwindigkeit, kurze Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und langsamen Abfall der Windgeschwindigkeit (Nr. 206).

Ein kurzer Anstieg kann zu einem hohen Windstauscheitel und zu hohen Sturmflutscheiteln führen (Nr. 94; Nr. 88) und ein langer Abfall dies forcieren (Nr. 156 oder auch Nr. 125 vom 3.–4.1.1976). Letzterer kann außerdem Kettentiden verursachen (Nr. 146/147/148). Windstaukurven, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen, treten in vier von 29 Fällen auf, einmal umfasst sie sogar drei Scheitel. Insgesamt tritt die Sturmflutwetterlage *kurz-kurz-lang* sehr häufig auf.

<u>Windstauhöhe:</u> In dieser Kategorie liegen die größten Windstaumaxima mit einer Spannbreite von 200 cm bis 430 cm.

Lage des Windstaumaximums zur Tidephase: Auch hier liegen die meisten Windstaumaxima um Tnw II, jedoch ist wie in *kurz-kurz-kurz* der Anteil mit sechs Windstaumaxima um Thw und mit fünf um Tnw III groß.

Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli: In dieser Kategorie liegen die Sturmflutscheitelhöhen im Bereich der schweren bis sehr schweren Sturmfluten. Dies zeigt, dass ein langsamer Windgeschwindigkeitsabfall Einfluss auf die Sturmflutscheitelhöhe nehmen kann, da ein hohes Windstaumaximum um Tnw II noch im langsamen Abfall um Tidehochwasser hohe Werte erzielt. So hat die höchste Sturmflut vom 3.1.1976 in Cuxhaven und in St. Pauli den Charakter kurz-kurz-lang. In St. Pauli führt der langsame Abfall zu der dritthöchsten Sturmflut vom 10.1.1995 mit 1102 cm und zur vierthöchsten vom 24.11.1981 mit 1081 cm. Es ist bemerkenswert, dass von den 10 höchsten Sturmfluten in St. Pauli nur eine Sturmflut einen kurzen Abfall in Cuxhaven aufweist (Sturmfluten mit zwei Scheiteln ausgeschlossen). Die Differenz der Scheitel zwischen St. Pauli und Cuxhaven lag in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts zwischen 5 cm und 60 cm, in der zweiten Hälfte zwischen 60 cm und 155 cm. Es ist ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen. Diese zweithöchste Differenz aller Kategorien ist einleuchtend. Grundsätzlich führen schwere Sturmfluten zu einer größeren Differenz St. Pauli zu Cuxhaven. Da kurze Anstiege hohe Windstaumaxima in Cuxhaven verursachen, kann der lange Abfall dies flussaufwärts verstärken.

#### Kurzer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

Diese Charakterisierung zeigt an, dass nach relativ rasch ansteigender Windgeschwindigkeit die maximale Windgeschwindigkeit relativ lange anhält, um dann wieder rasch abzufallen.

Dies führt in Cuxhaven zu eher niedrigen, selten zu hohen Windstaumaxima und auch nur zu niedrigen Sturmflutscheiteln, obwohl der Scheitel auch häufig über Hochwasser anhält. Auch hier zeigt sich, dass lange Scheitel keine hohen Windstau- und Sturmflutscheitel verursachen (Nr. 67).

<u>Windstauhöhe und Lage des Windstaumaximums zur Tidephase</u>: Die Windstaumaxima liegen zwischen 208 cm bis 325 cm. Die Verteilung der Windstaumaxima ist gleichmäßig, das heißt, sie liegen zu gleichen Teilen bei Tnw II, Thw und Tnw III.

<u>Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli:</u> Die Sturmflutscheitelhöhe schwankt zwischen 816 cm und 886 cm in Cuxhaven sowie 853 cm und 947 cm in Hamburg St. Pauli und liegt damit im Bereich der leichten bis niedrigen schweren Sturmfluten.

## Kurzer Anstieg - langer Scheitel - langer Abfall

Im Idealfall ist diese Gruppe gekennzeichnet durch einen raschen Anstieg der Windgeschwindigkeit, die in ihrem Maximum lange andauert und dann langsam wieder abfällt. Natürlich kann auch hier der kurze Anstieg durch spätes Eindrehen der Windgeschwindigkeit in die stauwirksame Richtung verursacht worden sein bei gleichzeitigem weiterem Anstieg der Windgeschwindigkeit. Auch ist es möglich, dass der langsame Abfall bewirkt wird durch Schwankungen der Windgeschwindigkeit im Abfall, der keinen erneuten Scheitel verursacht. In diese Kategorie fallen zehn Windstaukurven, wobei drei Windstaukurven zwei Sturmflutscheitel umfassen.

<u>Windstauhöhe:</u> Die Windstauhöhe dieser Kategorie schwankt zwischen 210 cm und 325 cm. Es werden also wiederum durch den kurzen Anstieg hohe Windstaumaxima erreicht.

<u>Lage des Windstaumaximums zur Tidephase</u>: Auch hier sind sechs Windstaumaxima um Tnw II, hiervon drei im abfallenden Ast, zu verzeichnen. Weitere zwei Sturmfluten treten bei Tnw III auf, so dass wiederum die Windstaumaxima überwiegend um Tideniedrigwasser auftreten.

<u>Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli:</u> Die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven liegt bei 856 cm bis 922 cm, in Hamburg St. Pauli bei 867 cm bis 997 cm, so dass hier schwere Sturmfluten ausgebildet werden. Die Differenz zwischen Hamburg St. Pauli und Cuxhaven lag von 1900 bis 1950 zwischen 10 und 60 cm, von 1950 bis 1995 bei 60 cm bis 130 cm. Allerdings ist der stetige Anstieg seit Beginn der neunziger Jahre unterbrochen und es treten wieder Differenzen um 60 cm auf.

## Zwei Scheitel

Zwei Scheitel werden dann definiert, wenn die Windverhältnisse eindeutig zwei Peaks verursacht haben. Das bedeutet, dass das zweite Windstaumaximum nicht durch die Lage zur Tidephase ausgebildet wurde, sondern durch ein zweites deutlich definierbares Windmaximum. Es ist anzunehmen, dass diese Peaks von zwei direkt aufeinander folgenden Zyklonen verursacht worden sind. Bei der Parametrisierung der einzelnen Peaks der Windstaukurve sind im Prinzip alle Kombinationen möglich. Bemerkenswert ist jedoch, dass häufig eine "klassische" bzw. sehr eindeutige Windsituation die Kurven verursacht (kurz = rascher Anstieg; lang = langsamer Anstieg etc.). Ein Beispiel für zwei Peaks sind die Sturmfluten Nr. 187/188/189/190 und 191.

Windstaukurven, die zwei Peaks enthalten, sind in der Regel Windstaukurven von langer Dauer. Die maximale Windstauhöhe liegt zwischen 200 cm und 360 cm, wobei auch hier kurze Anstiege die hohen Maxima ausgebildet haben. In Cuxhaven führen drei von den vier Sturmfluten zu schweren Sturmfluten zwischen 934 cm PN und 970 cm PN, in St.Pauli zu einer Scheitelhöhe zwischen 972 cm PN und 1074 cm PN. Bemerkenswert ist, dass alle drei in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts auftraten, während die niedrigen Kettenfluten in der ersten Hälfte lagen. Ein signifikanter Trend lässt sich bei der kleinen Anzahl jedoch nicht berechnen.

Die Differenz der Scheitelhöhen Hamburg St. Pauli – Cuxhaven schwankt zwischen 10 cm und 175 cm, wobei auch hier ein deutlicher Anstieg im Laufe des Jahrhunderts zu verzeichnen ist. Die Differenz von 175 cm trat bei der Sturmflut Nr. 187 auf, derjenigen Windstaukurve, die die meisten Sturmflutscheitel umfasst. Deutlich wird an diesem Beispiel, dass lange Winddauern größere Folgen für die flussaufwärts liegenden Orte bewirken als kürzere Dauern, die hohe Windstauscheitel in Cuxhaven also an der Küste zur Folge haben.

Die Parametrisierung erfolgt für jeden Peak einzeln, so dass folgende Kombinationen an Kategorien entstanden sind:

## Nr. 187 wird mit kurz-kurz-lang und kurz-lang-kurz charakterisiert.

Entstanden sind sie durch spätes Eindrehen der Windrichtung in die stauwirksame Windrichtung, sofortiges Abflauen der Windgeschwindigkeit nach Erreichen des Peaks und sehr langsames Abflauen der Windgeschwindigkeit auf 15 m/s (bei gleichbleibender Windrichtung). Auf diesem Niveau wird eine weitere Tide zur Sturmflut gestaut bis erneut die Windgeschwindigkeit rasch ansteigt, um dann eine Weile bei Windgeschwindigkeiten von 20 m/s zu verharren und dann relativ plötzlich bei Abdrehen des Windes abzuflauen.

Nr. 193 wird mit kurz-kurz-kurz und kurz-kurz-kurz charakterisiert.

Bei dieser Tidenfolge wird jeweils kurz nach Niedrigwasser ein Windstaumaximum gestaut, in dem bei einer durchschnittlichen Windgeschwindigkeit von 14 m/s mit einer Spannbreite von 9 bis 17 m/s die Windrichtung maßgeblich die Peaks mitverursacht. Diese dreht von 220° auf 250° (1. Peak) und 270° (2. Peak). Das Abdrehen der Windrichtung aus dem stauwirksamen Bereich bewirkt den raschen Abfall am Ende der Windstaukurve, obwohl die Windgeschwindigkeit erneut anwächst.

# Nr. 129/130 wird mit kurz-kurz-lang und kurz-lang-lang charakterisiert.

Auch hier zeigt die Windgeschwindigkeit eindeutige, den Windstaupeaks zuzuordnende Schwankungen. Der kurze Anstieg wird verursacht durch das verspätete Eindrehen der Windrichtung auf 240°, der langsame Abfall durch Halten der Geschwindigkeit bei ca. 15–16 m/s.

## Nr. 127b/127/127a/128 wird mit lang-kurz-lang und lang-kurz-kurz charakterisiert.

Der lange Anstieg des ersten Peaks wird verursacht durch schwankende Windgeschwindigkeitsänderungen, der kurze Peak durch das Abdrehen der Windrichtung (auf 280°). Der langsame Abfall der Windgeschwindigkeit bewirkt einen langsamen Abfall des Windstaus. Der folgende Anstieg wird durch einen langsamen Anstieg der Windgeschwindigkeit verursacht, der kurze Abfall durch sofortiges Abflauen der Windgeschwindigkeit nach Erreichen des Peaks. Das rasche Abflauen der Windgeschwindigkeit hat letztendlich einen *kurzen* Abfall zur Folge.

## Nr. 5/6 wird mit kurz-kurz-kurz und kurz-kurz-lang charakterisiert.

Auch hier erklären Windgeschwindigkeitspeaks die Windstaumaxima. Die Anstiege und Abfälle erklären sich durch die Windgeschwindigkeitsänderungen.

## 10.1.2 Häufigkeiten der Kategorien in Cuxhaven

Anhand der Häufigkeiten der Kombinationen der Charakteristika lässt sich erkennen, welche sturmflutrelevante Gesamtwindsituation am häufigsten auftritt, anhand der Entwicklung in den letzten 100 Jahren jene Windsituation, die häufiger auftritt. Durch die Analyse der Auswirkungen der Kombinationen lässt sich interpretieren, welche Folgen eine größere Häufung bestimmter Kategorien haben kann (Kap. 10.1.3).

	111	llk	lkl	lkk	kkk	kkl	klk	kll	2
1901–95	24	7	40	12	12	28	9	10	5
1901–47	8	4	17	5	4	12	4	6	2
1948–95	16	3	23	7	8	16	5	4	3
Kettentiden	9x2 1x3	1x2	6x2	_	1x2	4x2 1x3	3	3x2	
absoluter und prozentualer	+ 8	-1	+6	+2	+4	+4	+1	-2	+1
Anstieg	+100 %	-25 %	+35,3 %	+40 %	+100 %	+33 %	+25 %	-33,3 %	+50 %

Tab. 10.2: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

Tab. 10.2 gibt die Häufigkeiten der Kategorien an. Da die starke Differenzierung zu recht kleinen Sturmfluthäufigkeiten pro Kategorie führt, kann kein Trend über den gesamten Zeitraum ermittelt werden, der signifikant wäre. Infolgedessen wird der gesamte Zeitraum geteilt in die Phasen 1901–1947 und 1948–1995. Anschließend wird der prozentuale Anstieg ermittelt. Bei der Bewertung müssen jedoch der prozentuale und der absolute Anstieg berücksichtigt werden. Es wird nicht aus der Gesamtsumme der prozentuale Anstieg berechnet, da davon auszugehen ist, dass Einzelereignisse geringerer Anzahl auch insgesamt seltener vorkommen und damit die Zuwachsrate in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts in Relation zur ersten Hälfte zu betrachten ist.

Die drei am häufigsten vorkommenden Sturmflutcharakteristika entstanden aufgrund einer Windsituation, die anhand der Windstaukurve mit *lang-kurz-lang* (40), *kurz-kurz-lang* (28) und *lang-lang-lang* (24) zu charakterisieren sind. Mit wesentlich weniger Windstauereignissen folgen dann *lang-kurz-kurz* (12), *kurz-kurz-kurz* (12), *kurz-lang-lang* (10), *kurzlang-kurz* (9) und *lang-lang-kurz* (7). Auf den ersten Blick lässt sich hieraus nicht viel mehr als die Rangfolge an sich ableiten. Bei genauerem Hinsehen zeigt sich jedoch, dass lange Anstiege wesentlich häufiger auftreten als kurze. Da lange Anstiege keine großen Windstauscheitel bewirken, korreliert dies mit der Tatsache, dass die größte Anzahl bei den niedrigen Sturmfluten liegt.

Mit einer Zunahme von 8 Sturmfluten und damit 100 % in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zeigt *lang-lang die* größte Zuwachsrate gefolgt von *kurz-kurz-kurz* mit absolut 4 Sturmfluten und relativ auch 100 %. Einen 50% igen Anstieg weisen die Windstaukurven mit zwei Scheiteln auf.

Daraus lässt sich ableiten, dass die Extreme zugenommen haben, wobei jedoch gerade bei 2 Scheiteln, die 50 % von einer so kleinen Anzahl ausmachen, deutlich wird, dass dies mit äußerster Vorsicht betrachtet werden muss.

Eindeutig ist aber, dass Sturmfluten mit langen Abfallsneigungen in der absoluten An-

zahl die größte Zunahme aufweisen (*lll* mit 8 und 100 %; *lkl* mit 6 und 35 %; *kkl* mit 4 und 33 %). Das bedeutet, dass Sturmfluten, die lange andauern und Kettentiden verursachen, quantitativ zugenommen haben, ebenso wie jene, die flussaufwärts hohe Sturmflutscheitel verursachen können. Die Folgen flussaufwärts sind vor allem in der Kategorie *kkl* relevant.

Bemerkenswert ist weiterhin, dass die Kategorie *kll* eine deutliche Abnahme zu verzeichnen hat. In dieser Kategorie entstehen Windstaumaxima bis zu 320 cm, d.h. jene die bei Erreichen des Wertes bei Thw zu sehr schweren Sturmfluten führen. Demzufolge gibt es im Gegenzug zu dem Anstieg der Extrema auch eine Entspannung der Gruppe, die zu recht hohen Windstaumaxima führen kann.

Kurze Anstiege können hohe Windstaumaxima ausbilden. Somit ist die Tatsache, dass kurze Anstiege deutlich zugenommen haben, so zu betrachten, dass mit häufigeren hohen Windstauscheiteln gerechnet werden kann.

# 10.1.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des Sturmflutklimas

- 1. Die größte Zunahme weisen in Cuxhaven alle jene Kombinationen auf, die die Extreme zusammenfassen, d.h. *kurz-kurz-kurz, lang-lang-lang* und solche, die so lange Anstiege oder Scheiteldauern aufweisen, dass zwei Windstaumaxima gebildet werden. Das bedeutet, dass Windsituationen, die extreme Tendenzen aufweisen, zugenommen haben. Diese Aussage muss aber mit Vorsicht betrachtet werden, da die Anzahl pro Kategorie insgesamt zu gering ist, dass sie einer Signifikanzprüfung standhalten würde.
- 2. Da die Kategorie *lang-lang lang* die meisten Sturmfluten aufweist und damit auch die größte Zunahme, wird bestätigt, dass die Anzahl an leichten Sturmfluten, die häufig von langen Anstiegen gebildet werden, zugenommen hat. Dies wird ergänzt durch die Tatsache, dass lange Anstiege insgesamt am häufigsten vorkommen. Die Zunahme der Kategorie *lang-lang-lang* muss mit Vorsicht betrachtet werden, da in den Grenzbereichen zwischen *kurz* und *lang* durchaus auch sehr schwere Sturmfluten entstehen können.
- 3. Die deutliche Zunahme der Extremkategorie *lang-lang-lang* und die Zunahme der Windstaukurven mit zwei Scheiteln korreliert mit der Zunahme von langen Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel. Die Windstaukurven mit zwei Windstaumaxima zeigen einen Anstieg in der Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und in St. Pauli.
- 4. Kurze Anstiege können hohe Windstaumaxima ausbilden. Demzufolge ist die Erkenntnis, dass kurze Anstiege deutlich zugenommen haben, so zu betrachten, dass mit häufigeren hohen Windstauscheiteln gerechnet werden kann.
- 5. Es treten keine Sturmflutwetterlagen auf, bei denen langsame Windgeschwindigkeitsanstiege und eine lange Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit zu einem schnellen Abflauen der Windgeschwindigkeit führen. Es muss somit bei langen Anstiegen und langen Dauern immer damit gerechnet werden, dass nachfolgende Tiden durch den langsamen Abfall noch erhöht sind. Dies betrifft vor allem die flussaufwärts liegenden Orte.
- 6. Lange Anstiege und Scheiteldauern verursachen hohe Scheiteldifferenzen zwischen Küsten (Cuxhaven) und flussaufwärts liegenden Orten (Hamburg). Besonders deutlich wird dies bei zwei Scheiteln und der Kategorie *lang-lang-lang* sowie bei allen Kategorien mit einem langen Scheitel oder/und langem Abfall. Demzufolge hat die Tendenz zu langen Winddauern größere Folgen für die flussaufwärts liegenden Orte als für die Küstenorte. Da aber für die flussaufwärts liegenden Orte auch ein hohes Windstaumaximum an der Küste notwendig ist zum Erreichen von sehr schweren Sturmfluten, eliminiert der we-

sentlich geringere, aber dennoch deutlich vorhandene Anstieg der kurzen Anstiegsneigung ein wenig die Gefahr für sehr schwere Sturmfluten flussaufwärts. Grundsätzlich bedeutet aber die hier herausgearbeitete Tendenz zu mehr langen Abfällen eine wesentlich größere Gefahr für flussaufwärts gelegene Orte.

7. Die Differenz der Scheitelhöhen zwischen Cuxhaven und Hamburg-St. Pauli steigt nahezu in allen Kategorien an. Nur für Cuxhaven in der Kategorie *kkk* lässt sich kein Trend erkennen.

# 10.2 Die Charakterisierung in Helgoland

Die Charakterisierung erfolgt mit den gleichen Kriterien wie in Cuxhaven. Da die generelle Beschreibung der Windsituation in den einzelnen Kategorien für alle Pegel übereinstimmt, wird hierfür auf die Beschreibung in Cuxhaven verwiesen. Entscheidend sind die Unterschiede der Pegel untereinander, die anhand differierender Ausprägung der Parameter verdeutlicht werden. Anhand der Analyse der zugehörigen Windsituation lässt sich so ermitteln, warum die gleiche Windsituation an verschiedenen Pegel zu differierenden Sturmflutverläufen führt.

# 10.2.1 Beschreibung der Charakteristika in Helgoland

## Langer Anstieg - langer Scheitel - langer Abfall

<u>Windstauhöhe:</u> Drei lange Komponenten führen in Helgoland im Gegensatz zu Cuxhaven relativ häufig zu hohen Windstaumaxima. Dies ist mit der Topographie Helgolands zu erklären, bei der im tiefen Wasser vor der Küste die gleiche Windsituation langsamere Anstiege im Stau bewirkt. <u>Die Wirklänge des Windes muss länger sein als in Cuxhaven, um ei-</u> nen entsprechend hohen Stau zu produzieren. Auf dem Weg zur Küste steilt der Windstau sich auf und erreicht bei kürzerem Anstieg höhere Maxima.

<u>Scheitelhöhe:</u> Die Kombination aus drei langen Komponenten führt in Helgoland zu einer großen Spannbreite von niedrigen (häufig vorkommenden) bis schweren Sturmfluten. Die Sturmflut vom 21.1.1976 erreicht in Helgoland mit drei langen Komponenten den zweithöchsten Scheitelwert. Auch hier muss, wie in Cuxhaven, die Entwicklung dieser Kategorie betrachtet werden, da sie Extrema ausbildet.

<u>Kettentiden</u>: Wie zu erwarten, werden bei langer Dauer des Windes auch häufiger Sturmfluten, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, auftreten. In dieser Kategorie treten die häufigsten Kettentiden auf.

Aufgrund der Tatsache, dass in dieser Kategorie schwere Sturmfluten und sehr häufig Kettentiden auftreten können, muss die Entwicklung der Häufigkeit der Sturmfluten genau betrachtet werden. Leider ist eine signifikante Untersuchung dieser Entwicklung aufgrund des mangelnden Datenmaterials seit 1900 nicht möglich; seit 1950 ist die Zeitspanne zu kurz.

## Langer Anstieg - langer Scheitel - kurzer Abfall

In dieser Kategorie sind, ebenso wie in Cuxhaven, nur sehr wenige Sturmfluten, da bei langer Anstiegs- und Scheiteldauer der Wind sehr selten rasch zusammenbricht. Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, kommen nicht vor. Sowohl die Windstauhöhen als auch die Hochwasserhöhen sind niedrig.

#### Langer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

In dieser Kategorie werden sowohl die höchsten Windstaumaxima als auch die höchsten Sturmflutscheitel in Helgoland erreicht. Weiterhin umfasst ebenso wie in Cuxhaven auch diese Kategorie die meisten Sturmfluten. Die langen Komponenten bewirken, dass häufig Sturmfluten mit mehr als einem Sturmflutscheitel auftreten.

Im Vergleich zu Cuxhaven macht sich erneut die Topographie bemerkbar. Zwar treten auch in Cuxhaven in dieser Kategorie sehr viele Sturmfluten auf, die durch eine große Windstauhöhe und hohe Scheitelhöhe gekennzeichnet sind. Es werden in Cuxhaven aber keine Maximalwerte erreicht wie in Helgoland. Die topographischen Bedingungen führen zu einem langsameren Ansteigen und Abfallen des Staus, der dann auf diesem Wege höhere Werte erreicht, während im flachen Küstenbereich eine Sturmflut schneller höher aufläuft und langsame Abläufe nur zu hohen, aber nicht sehr hohen Ereignissen im Windstau und dem Scheitelbereich führen.

#### Langer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Während in Cuxhaven in dieser Kategorie noch schwere Sturmfluten erreicht werden, ist dies in Helgoland nicht der Fall. Deutlich wird, dass auch für Helgoland gilt, dass längere Anstiege nicht höhere Windstau- und Hochwasserpeaks zur Folge haben. Vielmehr werden diese ab einer bestimmten Länge tendenziell wieder niedriger.

Die Tatsache, dass trotz langem Anstieg keine Kettentiden auftreten, zeigt erneut, dass für ihre Entstehung lange Scheiteldauern und lange Abfälle nötig sind.

#### Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

In dieser Kategorie wird der Vergleich mit Cuxhaven besonders deutlich. Während in Helgoland wenige Sturmfluten verzeichnet sind, weil die Wirkdauer des Windes zu kurz ist und dadurch die Windstauhöhen niedrig bis hoch sind und die Hochwasserscheitel nur niedrige Werte erreichen, werden in Cuxhaven hohe (aber nicht sehr hohe) Werte im Windstau und im Hochwasserscheitel erreicht.

#### Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

In dieser Kategorie werden in Cuxhaven die höchsten Windstaumaxima erreicht. In Helgoland erreichen die Windstaumaxima sehr hohe Werte, aber nicht die maximalen. Das bedeutet, dass auch sehr kurze Anstiege zu hohen Maxima führen, aber nicht zu maximalen in Helgoland. Die bisher daraus resultierende Hochwasserhöhe ist eher niedrig, was mit der Lage der Windstaumaxima um NW zusammenhängt. In Cuxhaven werden dagegen maximale Scheitelhöhen erreicht. Um auch in Helgoland maximale Scheitelhöhen zu erreichen, bedarf es einer anderen Lage des Windstaumaximums zur Phase oder/und einen etwas längeren Anstieg, um die gleiche Höhe auch um HW zu heben.

Es treten drei Kettentiden auf, was wiederum zeigt, dass die lange Komponente Abfall ausreicht, um Kettentiden zu bewirken.

#### Kurzer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Helgoland tritt nur eine Sturmflut auf, die sowohl im Windstau als auch zum Hochwasserzeitpunkt niedrige Werte erreicht.

#### Kurzer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Es werden leichte bis hohe Windstaumaxima erreicht bei schweren Hochwasserscheiteln (3.1.1976; dritthöchste in Helgoland seit 1950). Die Verteilung der Maxima zur Tide-

phase ist dementsprechend recht gleichmäßig, wobei der Windstaupeak des Hochwassermaximums um NW liegt. In Cuxhaven liegt diese Flut nicht in dieser Kategorie. Es werden hier maximal schwere Fluten erreicht.

Auch in Helgoland werden hier relativ viele Kettentiden gebildet.

# Zwei Scheitel

Die Sturmfluten Nr. 187 und 129 erreichen auch in Helgoland zwei Scheitel, da die Windsituation in der Windgeschwindigkeit mit zwischenzeitlichem Abfall eindeutig so verläuft, dass zwei Peaks ausgebildet werden müssen.

In Helgoland kommt das Phänomen der Ausbildung von zwei Scheiteln wesentlich seltener vor als in Cuxhaven. Auch das muss mit der Topographie erklärt werden. Im tiefen Wasser reagiert das Wasser träger als an der Küste auf Änderungen des Windverlaufes, so dass Schwankungen in der Windgeschwindigkeit sich nicht so leicht ausprägen.

# 10.2.2 Häufigkeiten der Kategorien in Helgoland

Für Helgoland lässt sich aufgrund des kurzen Untersuchungszeitraumes für eine solch differenzierte Betrachtung kein Trend ermitteln (Tab. 10.3).

	111	llk	lkl	lkk	kkk	kkl	klk	kll	2
1940–1995	25	4	29	5	2	15	1	5	2
Kettentiden	7	0	4	0	0	3	0	3	2 (1.5)

Tab. 10.3: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

Zu bemerken bleibt, dass die Kategorien *III* und *IkI* die größte Anzahl an Sturmfluten aufweisen. Dies sind auch jene Kategorien, die die höchsten Sturmflutscheitel und Windstaumaxima erreichen. Die Kategorie *kkI* erreicht mit 15 Windstaukurven ebenso eine große Anzahl an Ereignissen. Alle weiteren Kategorien kommen in Helgoland recht selten vor.

	ш	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	115 cm-235 cm 100 cm-150 cm = 9 150 cm-200 cm = 13 < 200 cm = 22; > 200 cm = 3; >300 cm = 0	Es werden hohe Windstaumaxima erreicht. In Kombination mit einem hohen Sturmflutscheitel liegen sie im Grenzbereich zu kurz (20.1.1976).
Anstiegsneigung	6,5 h/m am 20.1.1976	
Scheitelhöhe	von 687 cm bis 834 cm 700 cm-750 cm = 25 750 cm-800 cm = 7 800 cm-850 cm = 2 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	Es können sehr schwere Sturmflut- scheitel aufgestaut werden.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	16 NW 9 HW	Es liegt eine deutliche Konzentration um NW vor.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	7 1 mit 4 (20.1.1976) 1 mit 3 (25.1.1993)	
Beispiel	Sturmflut Nr. 203/204 vom 18.11.1992	
	llk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	165 cm-200 cm 200 cm-250 cm = 0 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 4; > 200 cm = 0; >300 cm = 0	sehr niedrig
Anstiegsneigung	10 h/m am 21.9.1990	
Scheitelhöhe	von 724 cm bis 783 cm 700 cm-750 cm = 3 750 cm-800 cm = 1 800 cm-850 cm = 0 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	3 NW 1 HW	Konzentration um NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 117 vom 6.12.1973	

Tab. 10.4: Kennzeichen der Charakteristika in Hel	lgoland
---	---------

2	1	1
2	0	4

	lkl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	100 cm-275 cm 100 cm-150 cm = 7 150 cm-200 cm = 14 < 200 cm = 21; > 200 cm = 8; >300 cm = 0	Es werden die höchsten Windstau- werte gleichzeitig mit dem höchsten Scheitelwert erreicht (16.2.1962), der einen deutlichen langen Anstieg zu verzeichnen hat. Dieser verkürzt sich und steilt sich bis Cuxhaven auf.
Anstiegsneigung	9,5 h/m am 16.1.1962	
Scheitelhöhe	von 675 cm bis 860 cm (16.02.1962) 600 cm-700 cm = 12 700 cm-750 cm = 18 750 cm-800 cm = 3 800 cm-850 cm = 0 850 cm-900 cm = 1 > 900 cm = 0	Die Spannbreite reicht von niedri- gen bis sehr schweren Sturmfluten.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	25 NW 4 HW	Es liegt eine ganz deutliche Konzen- tration der Peaks um NW vor.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	4 1 mit 3 (16.2.1962)	Die langen Komponenten bewirken eine große Häufigkeit von Wind- staukurven mit mehr als einem Scheitel.
Beispiel	Sturmflut Nr. 78–79 vom 16.2.1962	
	lkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	140 cm-95 cm 100 cm-150 cm = 1 150 cm-200 cm = 4 < 200 cm = 5; > 200 cm = 0; >300 cm = 0	niedrig
Anstiegsneigung	14,5 h/m	
Scheitelhöhe	von 696 cm bis 792 cm 700 cm-750 cm = 3 750 cm-800 cm = 1 800 cm-850 cm = 0 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	4 NW 1 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 46a vom 13.2.1943	

	kkl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	125 cm-270 cm 100 cm-150 cm = 3; 150 cm-250 cm = 6 200 cm-250 cm = 3; 250 cm-300 cm = 3 < 200 cm = 9; > 200 cm = 6; >300 cm = 0	von niedrig bis sehr hoch
Anstiegsneigung	1,5 h/m am 23.2.1967	
Scheitelhöhe	von 685 cm bis 770 cm 700 cm-750 cm = 10 750 cm-800 cm = 4 800 cm-850 cm = 0 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	11 NW 4 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	3	
Beispiel	Sturmflut Nr. 85 vom 13.2.1965	
	kkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	100 cm-250 cm 200 cm-250 cm = 1 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 1; > 200 cm = 1; >300 cm = 0	niedrig bis hoch
Anstiegsneigung	2,5 h/m am 14.2.1989	
Scheitelhöhe	von 688 cm bis 734 cm 700 cm-750 cm = 1 750 cm-800 cm = 0 800 cm-850 cm = 0 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	1 NW 1 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 182 vom 14.2.1989	

2	1	1
2	0	0

	kik	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	185 cm 200 cm-250 cm = 0 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 1; > 200 cm = 0; >300 cm = 0	hoch (nicht sehr hoch)
Anstiegsneigung	3,5 h/m am 5.12.1988	
Scheitelhöhe	von 722 cm bis 743 cm PN 700 cm-750 cm = 1 750 cm-800 cm = 0 800 cm-850 cm = 0 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	1 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 179 vom 5.2.1988	
	kll	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	<b>kll</b> 180 cm-235 cm 200 cm-250 cm = 3 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; >300 cm = 0	Bewertung und Bemerkungen leicht bis schwer
Windstauhöhe Anstiegsneigung	<b>kll</b> 180 cm-235 cm 200 cm-250 cm = 3 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; >300 cm = 0 2 h/m am 3.1.1976	Bewertung und Bemerkungen leicht bis schwer dritthöchste Flut von HEL
Windstauhöhe Anstiegsneigung Scheitelhöhe	kll         180 cm-235 cm         200 cm-250 cm = 3         250 cm-300 cm = 0         < 200 cm = 2; > 200 cm = 3;         >300 cm = 0         2 h/m am 3.1.1976         von 712 cm bis 827 cm         700 cm-750 cm = 3         750 cm-800 cm = 4         800 cm-850 cm = 1         850 cm-900 cm = 0         > 900 cm = 0	Bewertung und Bemerkungen         leicht bis schwer         dritthöchste Flut von HEL         leicht bis schwer
Windstauhöhe Anstiegsneigung Scheitelhöhe Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	kll         180 cm-235 cm         200 cm-250 cm = 3         250 cm-300 cm = 0         < 200 cm = 2; > 200 cm = 3;         >300 cm = 0         2 h/m am 3.1.1976         von 712 cm bis 827 cm         700 cm-750 cm = 3         750 cm-800 cm = 4         800 cm-850 cm = 1         850 cm-900 cm = 0         > 900 cm = 0         3 NW         2 HW	Bewertung und Bemerkungen         leicht bis schwer         dritthöchste Flut von HEL         leicht bis schwer
Windstauhöhe Anstiegsneigung Scheitelhöhe Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	kll         180 cm-235 cm         200 cm-250 cm = 3         250 cm-300 cm = 0         < 200 cm = 2; > 200 cm = 3;         >300 cm = 0         2 h/m am 3.1.1976         von 712 cm bis 827 cm         700 cm-750 cm = 3         750 cm-800 cm = 4         800 cm-850 cm = 1         850 cm-900 cm = 0         > 900 cm = 0         3 NW         2 HW	Bewertung und Bemerkungen         leicht bis schwer         dritthöchste Flut von HEL         leicht bis schwer

	2 Scheitel	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	160 cm-260 cm 200 cm-250 cm = 0 250 cm-300 cm = 1 < 200 cm = 3; > 200 cm = 1; >300 cm = 0	niedrig bis hoch
Anstiegsneigung	3 h/m am 28.2.1990 (Nr. 187)	
Scheitelhöhe	von 698 cm bis 824 cm 700 cm-750 cm = 4 750 cm-800 cm = 0 800 cm-850 cm = 2 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig bis (sehr) schwer
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	2 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	2 1 mit 5	
Beispiel	Sturmflut Nr. 129/130 vom 12.11.1977	

#### 10.3 Die Charakterisierung in Norderney

## 10.3.1 Beschreibung der Charakteristika in Norderney

#### Langer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

In Norderney führt die Kombination aus drei langen Parametern ebenso wie in Helgoland zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten. Sowohl für Norderney als auch für Cuxhaven enthält diese Kategorie die Sturmflut vom 16.2.1962, die in Norderney die höchste, in Cuxhaven die zweithöchste Sturmflut bildet. In Helgoland führt die gleiche Windsituation nicht zu einem langen Abfall, sondern vielmehr zu einem kurzen Scheitel. Auch in Wittdün führt diese Kombination mit drei langen Komponenten zur schwersten Sturmflut. In Cuxhaven, Norderney und Wittdün liegt der lange Anstieg mit 6,5 h/m im Grenzbereich zu kurz. Nur in Helgoland wird diese Flut von einem deutlich längeren Anstieg gebildet.

#### Langer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Norderney werden leichte bis (niedrig) schwere Windstaumaxima und Sturmflutscheitel gebildet. Im Gegensatz zu Cuxhaven liegen alle Windstaumaxima um NW. Insgesamt ist dies keine nennenswerte Kategorie.

#### Langer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

In dieser recht umfangreichen Kategorie werden schwere Sturmfluten (bis zur zehnthöchsten des Untersuchungszeitraumes) und sehr hohe Windstaupeaks erreicht. Dies entspricht den Pegeln Cuxhaven und Wittdün. In Helgoland werden dagegen sogar sehr hohe Sturmflutscheitel erreicht.

# Langer Anstieg - kurzer Scheitel - kurzer Abfall

Die Sturmfluthöhen und Windstauhöhen sind niedrig bis (niedrig) schwer.

#### Kurzer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Es werden leichte bis hohe Windstaumaxima ausgebildet, die niedrige bis flache schwere Sturmfluten ausbilden. Während in Cuxhaven leichte bis schwere Sturmfluten von den sehr schweren Windstaumaxima ausgebildet werden, werden in Helgoland nur leichte Sturmfluten und in Norderney nur niedrige schwere Sturmfluten ausgebildet. Das bedeutet, dass hohe Windstaukurven um NW größeren Einfluss auf den Hochwasserscheitel an der Küste haben als im Hochseebereich und auf den Inseln.

#### Kurzer Anstieg - kurzer Scheitel - langer Abfall

Wie in Helgoland entstehen in dieser Windsituation sehr hohe Windstaumaxima, aber nur hohe Sturmflutscheitel. Im Gegensatz zu Cuxhaven und Wittdün ist diese Kategorie von Bedeutung, aber nicht so entscheidend für den Hochwasserscheitel wie in selbigen Pegelstandorten.

## Kurzer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Norderney tritt nur eine Sturmflut mit einem niedrigen Windstaumaximum und niedrigen Sturmflutscheitel auf.

#### Kurzer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Es werden sehr hohe Scheitelwerte erreicht (dritthöchste in Norderney bei leichten bis

schweren Windstauhöhen. Dies ist vergleichbar mit Helgoland. Während in Cuxhaven und Wittdün in *kkl* diese Scheitelhöhen erreicht werden, sind für Norderney und Helgoland zwei lange Komponenten notwendig, um diese Höhe zu erreichen.

## Zwei Scheitel

Auch in Norderney treten recht häufig Windstaukurven mit zwei Windstauscheiteln auf. Auch diese Windstaukurven können auch zu hohen Windstaumaxima führen und auch zu schweren Sturmflutscheiteln. Die Anzahl nimmt in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zu.

# 10.3.2 Häufigkeiten der Kategorien in Norderney

In Norderney treten ebenso wie an allen anderen Pegeln in den Kategorien *lll* und *lkl* die größte Anzahl an Sturmfluten auf (Tab. 10.5). Dies sind auch die Kategorien, die für das Erreichen von hohen Sturmflutscheiteln und Windstaumaxima in Norderney relevant sind. Beide zeigen auch einen deutlichen Anstieg in der Anzahl an Ereignissen, relativ gesehen ist die Steigerungsrate jedoch gemäßigt. Trotzdem muss berücksichtigt werden, dass jene Windsituationen, die hohe Windstaumaxima und Sturmflutscheitel bewirken, insgesamt häufiger auftreten als in der ersten Hälfte des Untersuchungszeitraumes. Allerdings treten in diesen Kategorien auch viele niedrige Sturmfluten auf, so dass die Zunahme eher im Bereich der niedrigen Sturmfluten liegt als in der Zunahme von schweren Sturmfluten. Die Kategorie *kll* bewirkt in Norderney sehr schwere Sturmfluten. Hier liegt insgesamt eine Abnahme in der Anzahl der Ereignisse vor, so dass keine erhöhte Möglichkeit des Eintritts dieser Windsituation und damit einer sehr schweren Sturmflut vorliegt.

	111	llk	lkl	lkk	kkk	kkl	klk	kll	2
1935–95	26	3	25	2	6	9	1	15	3
1935–65	9	1	10	0	1	2	0	8	0
1966–95	17	2	15	2	5	7	1	7	3
Kettentiden	8	1	3	0	0	1	0	6	3
absoluter und prozentualer	+ 8	+ 1	+ 5	+ 2	+ 4	+ 5	+ 1	-1	+ 3
Anstieg	+ 89 %	+100 %	+ 50 %		+400 %	+ 250 %		-12,5 %	

Tab. 10.5: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

# 10.3.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des Sturmflutklimas

Es zeigt sich eine Zunahme jener Windsituationen, die hohe Sturmflutscheitel und Kettentiden bewirken, aber nicht jener Windsituationen, die sehr schwere Sturmfluten bewirken.

	Ш	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	160 cm-313 cm 200 cm-250 cm = 8 250 cm-300 cm = 5 < 200 cm = 11; > 200 cm = 13; >300 cm = 1	niedrig bis hoch
Anstiegsneigung	6,5 h/m am 17.02.1962 (schwere Flut)	Grenzbereich zu kurz
Scheitelhöhe	von 733 cm bis 910 cm 700 cm-750 cm = 4 750 cm-800 cm = 23 800 cm-850 cm = 6 850 cm-900 cm = 2 > 900 cm = 1	leicht bis sehr schwer (höchste Sturmflut 16.2.1962)
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	13 NW 13 HW	gleichmäßige Verteilung der Peaks zur Phase
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	8 2 mit 3 Scheiteln (16.2.1962 und 25.1.1993)	häufiges auftreten von Kettentiden
Beispiel	Sturmflut Nr. 108 vom 17.11.1971	
	llk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	218 cm-232 cm 200 cm -250 cm = 3 250 cm -300 cm = 0 < 200 cm = 0; > 200 cm = 3; >300 cm = 0	niedrig bis (niedrig) schwer
Anstiegsneigung	11 h/m am 21.9.1990	leichte Sturmflut
Scheitelhöhe       von 764 cm bis 823 cm (1.12.1966)         700 cm-750 cm = 0         750 cm-800 cm = 3         800 cm-850 cm = 1         850 cm-900 cm = 0         > 900 cm = 0		entsprechend der Windstauhöhe hier niedrig bis (niedrig) schwer
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	3 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	1 (13.1.1955)	Obwohl der Abfall kurz ist, liegt eine Kettentide vor!
Beispiel	Sturmflut Nr. 67/67a vom 13.1.1955	

Tab. 10.6: Kennzeichen der Charakteristika in Norderney

	1k1	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe 168 cm-332 cm 200 cm-250 cm = 10 250 cm-300 cm = 6 < 200 cm = 7; > 200 cm = 16; > 300 cm = 2		niedrige bis sehr hohe Peaks, mit ei- nem Schwerpunkt in der Verteilung bei hohen Windstaumaxima hoch
Anstiegsneigung	6,5 h/m am 6.11.1985 (Nr. 168) (schwere Flut)	Grenzbereich zu kurz
Scheitelhöhe von 723 cm bis 856 cm (24.11.1981) 700 cm–750 cm = 7 750 cm–800 cm = 14 800 cm–850 cm = 7 850 cm–900 cm = 1 > 900 cm = 0		Es treten leichte bis schwere Sturm- fluten auf. Jene vom 24.11.1981 gehört zu den 10 höchsten Sturm- fluten.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	17 NW 8 HW	leichte Konzentration bei Niedrig- wasser
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	3 1 mit 3 (23.11.1981)	Der lange Abfall führt wiederum zur Ausbildung von Kettentiden.
Beispiel	Sturmflut 81/81a vom 13.10.1961	
	lkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	185 cm-227 cm 200 cm-250 cm = 1 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 1; > 200 cm = 1; > 300 cm = 0	niedrig bis leicht schwere
Anstiegsneigung	13 h/m am 22.1.1993	
Scheitelhöhe       von 780 cm bis 830 cm $700 \text{ cm}-750 \text{ cm} = 0$ $750 \text{ cm}-800 \text{ cm} = 1$ $800 \text{ cm}-850 \text{ cm} = 1$ $850 \text{ cm}-900 \text{ cm} = 0$ $> 900 \text{ cm} = 0$		leicht bis (niedrig) schwer
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	Ausschließlich eine lange Kompo- nente im Anstieg führt nicht zu Kettentiden.
Beispiel	Sturmflut Nr. 207 vom 22.1.1993	

2	7	2
4	/	4

	kkl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	153 cm-313 cm 200 cm-250 cm = 4 250 cm-300 cm = 2 < 200 cm = 2; > 200 cm = 6; > 300 cm = 1	Es werden deutlich in größerer Häufigkeit hohe bis sehr hohe Windstaumaxima ausgebildet, was bedeutet, dass eine maximale Wind- staukurve dieser Kategorie entspre- chen würde.
Anstiegsneigung	1,5 h/m am 23.2.1967	
Scheitelhöhevon 751 cm bis 836 cm $700 \text{ cm}-750 \text{ cm} = 6$ $750 \text{ cm}-800 \text{ cm} = 4$ $800 \text{ cm}-850 \text{ cm} = 0$ $850 \text{ cm}-900 \text{ cm} = 0$ $> 900 \text{ cm} = 0$		Leichte bis schwere Sturmfluten, aber keine sehr hohen Sturmfluten. Das zeigt, dass bei Eintritt einer "ma- ximalen" Windstaukurve zum Errei- chen eines hohen Hochwasserschei- tels eine längere Scheiteldauer benötigt wird.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	6 NW 3 HW	etwas häufigeres Vorkommen um NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	1	Auch hier führt der lange Abfall zur Kettentide.
Beispiel	Sturmflut 184/185 vom 26.1.1990	
	kkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	146 cm-290 cm 200 cm-250 cm = 1 250 cm-300 cm = 3 < 200 cm = 2; > 200 cm = 4; >300 cm = 0	leichte bis hohe Maxima mit Schwer- punkt bei den hohen Maxima
Anstiegsneigung	2,5 h/m am 14.2.1989	
Scheitelhöhe       von 731 cm bis 775 cm $700 \text{ cm}-750 \text{ cm} = 2$ $750 \text{ cm}-800 \text{ cm} = 4$ $800 \text{ cm}-850 \text{ cm} = 0$ $850 \text{ cm}-900 \text{ cm} = 0$ $> 900 \text{ cm} = 0$		Es werden vorwiegend niedrige bis niedrige schwere Sturmfluten ausge- bildet.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	5 NW 1 HW	Schwerpunkt liegt um NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 164 vom 14.1.1984	

	× 8,	
	klk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	205 cm 200 cm-250 cm = 1 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 0; > 200 cm = 1; > 300 cm = 0	niedrig
Anstiegsneigung	3, 5 h/m am 5.12.1988	
Scheitelhöhe	von 775 cm bis 775 cm 700 cm-750 cm = 0 750 cm-800 cm = 1 800 cm-850 cm = 0 850 cm-900 cm = 0 > 900 cm = 0	niedrig
Lage des Windstau- maximums zur Tidephase	1 NW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	keine	
Beispiel	Sturmflut Nr. 179 vom 5.12.1988	
	kll	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	139 cm-301 cm 200 cm-250 cm = 6 250 cm-300 cm = 4 < 200 cm = 4; > 200 cm = 10; > 300 cm = 1	leicht bis hoch, mit Schwerpunkt auf hohen Peaks
Anstiegsneigung	1, 5 h/m am 3.1.1976	
Scheitelhöhe	von 730 cm bis 886 cm 700 cm-750 cm = 3 750 cm-800 cm = 10 800 cm-850 cm = 7 850 cm-900 cm = 1 > 900 cm = 0	2. höchste von NOR
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	10 NW 5 HW	großes Gewicht auf NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	6 mit 2	Die Kombination von langer Schei- teldauer und langem Abfall in Ver- bindung mit kurzem Anstieg kann zu hohen Kettentiden führen.
Beispiel	Sturmflut Nr. 61/62 vom 16.1.1954	

	2 Scheitel	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	185 cm-295 cm 200 cm-250 cm = 3 250 cm-300 cm = 2 < 200 cm = 1; > 200 cm = 5; > 300 cm = 0	i. d. R. hohe Windstaumaxima, selten niedrig
Anstiegsneigung	3 h/m am 26.2.1990 mit 295 cm	
Scheitelhöhe	von 738 cm bis 886 cm (21.1.1976) 700 cm-750 cm = 2 750 cm-800 cm = 5 800 cm-850 cm = 1 850 cm-900 cm = 3 > 900 cm = 0	leichte bis (sehr) schwere Hochwas- serscheitel (3. höchste)
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	4 NW 2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel		
Beispiel	Sturmflut Nr. 127–128 vom 20.1.1976	

## 10.4 Die Charakterisierung in Wittdün

# 10.4.1 Beschreibung der Charakteristika in Wittdün und Vergleich zwischen den Pegeln

Der Verlauf der Windstaukurve und damit die Reaktion des Wassers auf den Windverlauf in der Deutschen Bucht zeigt für Wittdün ein recht erstaunliches Phänomen. Obwohl dieser Inselpegel vor dem Watt in wesentlich weiter nördlich exponierter Lage als Cuxhaven liegt, zeigen die Windstaukurven einen fast verblüffend ähnlichen Verlauf. Auch zeigt der allgemeine Charakter sehr viel Ähnlichkeit mit Cuxhaven, im Gegensatz zu Norderney und Helgoland. Diese haben insgesamt einen etwas flacheren Verlauf und benötigen zum Erreichen eines hohen Windstauwertes und Sturmflutscheitels insgesamt längere Parameter. Norderney bildet mit seinen Windstaukurven fast einen Übergang vom Hochseebereich mit Helgoland zur Küste mit Cuxhaven.

#### Langer Anstieg – langer Scheitel – langer Abfall

Auch in Wittdün kann die Kombination aus drei langen Parametern zu sehr schweren Sturmfluten führen. So ist die Sturmflut vom 16.2.1962 in dieser Kategorie, liegt aber mit einem Anstieg von 6,5 h/m ebenso wie in Cuxhaven und Norderney im Grenzbereich zu kurz. In der Regel entstehen in dieser Kategorie jedoch niedrige Sturmfluten und Kettenfluten. Dies entspricht dem grundsätzlichen Bild von Cuxhaven, Wittdün und Norderney in dieser Kategorie. Da an allen vier Pegeln aber auch sehr schwere Sturmfluten mit drei langen Parametern entstehen können, muss ihre Entwicklung weiterhin beobachtet werden.

#### Langer Anstieg – langer Scheitel – kurzer Abfall

In Wittdün werden im Gegensatz zu Helgoland und gleich mit Cuxhaven auch schwere Sturmfluten gebildet. Dies ist wie in Cuxhaven damit zu erklären, dass die Windstaumaxima um HW liegen und damit bei relativ geringen Windstauhöhen bereits relativ hohe Scheitel produzieren.

Norderney bildet mit niedrigen schweren Sturmfluten und niedrig schweren Windstaumaxima den Übergang von Helgoland zu Cuxhaven und Wittdün.

#### Langer Anstieg – kurzer Scheitel – langer Abfall

Mit 32 Sturmfluten umfasst diese Kategorie ebenso wie in Cuxhaven und Helgoland die Kategorie mit der größten Anzahl an Sturmfluten. Auch in Norderney gibt es sehr viele Sturmfluten in dieser Kategorie, ist aber mit 25 geringfügig geringer in der Anzahl als in *lll*.

Auch in Wittdün werden wie in Cuxhaven sehr hohe Windstaumaxima erreicht, die aufgrund des Schwerpunktes der Peaks bei Niedrigwasser in Wittdün bisher nur zu schweren Sturmfluten geführt haben. Dies steht im Gegensatz zu Helgoland, wo in dieser Kategorie sehr schwere Sturmfluten erreicht werden. Auch hier nimmt Norderney eine Zwischenposition ein, da hier zwar sehr hohe Windstaupeaks erreicht werden aber nur schwere Hochwasserscheitel.

#### Langer Anstieg – kurzer Scheitel – kurzer Abfall

Ebenso wie in Helgoland und im Gegensatz zu Cuxhaven werden in dieser Kategorie nur niedrige Sturmfluten erreicht, aber niedrig schwere Windstaupeaks. In diesem Fall bildet Wittdün quasi mit seiner Insellage die Zwischenposition zwischen Helgoland und Cuxhaven. Während in Helgoland Windstaupeak und Sturmflutscheitel niedrig bleiben, werden

in Wittdün auch schon mal hohe Scheitel aber nur relativ niedrige Windstaumaxima ausgebildet. In Cuxhaven können hingegen hohe Scheitel und hohe Windstaumaxima erreicht werden. Den Übergang bildet erneut Norderney, wo niedrige bis (niedrig) schwere Windstauscheitel und leichte bis (niedrig) schwere Hochwasserscheitel erreicht werden.

Insgesamt kommt die Windsituation, die zu dieser Kategorie führt, für alle Pegel selten vor und hat keine nennenswerten Folgen.

## Kurzer Anstieg - kurzer Scheitel - kurzer Abfall

Wie in Cuxhaven bilden die sehr schweren Windstauscheitel in Wittdün leichte bis schwere Sturmfluten aus. Dies ist deshalb erstaunlich, weil die Erkenntnisse zu Helgoland, Norderney und Cuxhaven ergaben, dass von dem Hochseepegel Helgoland über die vorgelagerten Inseln zur Küste die hohen Windstaumaxima um NW zunehmend Einfluss auf die Hochwasserscheitelhöhe haben. Dies trifft jetzt bei Wittdün nicht zu. Hier verhält sich der Windstau wie an der Küste in Cuxhaven, was aber die Erkenntnisse zu Norderney und Helgoland nicht widerlegt, sondern dahingehend ergänzt, dass Lage und Topographie der Insel zu Reaktionen des Windstaus führen können wie an der Küste.

## Kurzer Anstieg - kurzer Scheitel - langer Abfall

Dies ist eine der wichtigsten Kategorien, da hier die Kombinationen aus sehr hohen Windstaumaxima und sehr hohen Hochwasserscheiteln zusammentreffen. Hier trifft ein kurzer Anstieg mit einer langen Komponente zusammen und führt deshalb zu sehr schweren Windstaumaxima und sehr schweren Sturmfluten. Dies entspricht den Bedingungen in Cuxhaven und steht im Gegensatz zu Norderney und Helgoland, wo die sehr hohen Windstaumaxima nur zu schweren Sturmfluten führen.

Für Wittdün muss angemerkt werden, dass in dieser Kategorie die zweithöchste Sturmflut im Untersuchungszeitraum auch noch eine Kettentide ist. Diese Kombination aus sehr hohem Windstaumaximum, das zu einer sehr schweren Sturmflut und zu einer Kettentide führt, ist für den Küstenschutz die größte Bedrohung. In Wittdün muss dieser Kategorie deshalb die größte Bedeutung geschenkt werden.

## Kurzer Anstieg - langer Scheitel - kurzer Abfall

Wie in Cuxhaven werden in dieser Kategorie leichte bis schwere Windstaumaxima gebildet, die leichte bis schwere (niedrige schwere) Sturmflutscheitel bewirken. Auch hier lassen sich einerseits die Pegel Norderney und Helgoland sowie andererseits Cuxhaven und Wittdün zusammenfassen.

# Kurzer Anstieg - langer Scheitel - langer Abfall

Während in Norderney und Helgoland in dieser Kategorie sehr hohe Sturmflutscheitel erreicht werden, werden in Wittdün und Cuxhaven nur schwere Hochwasserscheitel gebildet.

# Zwei Scheitel

Windstaukurven mit zwei Windstaumaxima treten in Wittdün ebenso häufig auf wie in Cuxhaven. An allen vier Pegeln ist allerdings bemerkenswert, dass trotz langer Dauer auch hohe Windstauhöhen und hohe Hochwasserscheitel erreicht werden.

## 10.4.2 Häufigkeiten der Kategorien in Wittdün

Auch in Wittdün liegen die größten Häufigkeiten in den Kategorien *lkl*, gefolgt von *lll* und *kkl* (Tab. 10.7). In diesen Sturmfluten treten in erster Linie niedrige bis schwere Sturmfluten auf. Absolut und relativ gesehen liegt in *lkl* auch die größte Zunahme an Sturmfluten vor.

	111	llk	lkl	lkk	kkk	kkl	klk	kll	2
1913–95 1913–54 1955–95 Kettentiden	29 11 18 9 (2 * 3)	7 4 3 0	32 5 27 2	6 3 3 0	7 3 4 0	17 6 11 5	4 2 2 1	10 6 4 5	5 1 4 5
absoluter und prozentualer Anstieg	+ 7 + 63 %	-1 -25 %	+ 22 + 540 %	0 0%	+ 1 + 25 %	+ 4 + 83 %	0 0 %	- 2 -33 %	+ 3 + 300 %

Tab. 10.7: Häufigkeit der Sturmflutereignisse nach Kategorien differenziert

# 10.4.3 Schlussfolgerungen für die Entwicklung der Sturmfluten und des Sturmflutklimas

- 1. Die Kategorien *III* und *lkl* zeigen in Wittdün neben *kkl* die größte absolute und relative Zunahme. Da in den Kategorien *III* und *lkl* in erster Linie niedrige bis schwere Sturmfluten gebildet werden, erklärt die deutliche Zunahme die größere Häufigkeit an niedrigen Sturmfluten in den letzten Jahrzehnten (s. auch Cuxhaven). Weiterhin bestätigt diese Zunahme die Tatsache, dass die Anzahl an Kettentiden zugenommen hat. Da aber auch sehr schwere Sturmfluten auftreten können, muss diese Zunahme an Sturmfluten in dieser Kategorie auch hinsichtlich des möglichen Eintritts an sehr hohen Sturmfluten mit Aufmerksamkeit betrachtet werden.
- 2. Die Kategorie *kkl* zeigt eine Zunahme in der Häufigkeit. Dies muss beachtet werden, da hier Windsituationen auftreten können, die zu sehr hohen Windstaumaxima und sehr hohen Sturmflutscheiteln führen können.

	Ш	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	135 cm-308 cm 200 cm-250 cm = 13 250 cm-300 cm = 3 < 200 cm = 12; > 200 cm = 15; > 300 cm = 1	niedrige bis mittelhohe Windstau- maxima; Allerdings liegt ein hohes Windstau- maximum vor (16.2.1962).
Anstiegsneigung 6,5 h/m am 16.2.1962	(höchste Flut im Untersuchungszeit- raum)	
Scheitelhöhe	von 700 cm bis 914 cm 700-750 = 9 750-800 = 18 800-850 = 6 850-900 = 2 > 900 cm = 1	Von niedrig bis sehr schwer. Der größte Teil liegt jedoch im Bereich der leichten Sturmfluten. Der allge- meine Charakter einschließlich der resultierenden Windstaumaxima und Scheitelhöhen entspricht jenem in Cuxhaven.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	17 NW 12 HW	leichter Schwerpunkt bei NW
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel8 Windstaukurven mit mehr als 1 Sturmflutscheitel; davon 2 mit 3 Sturmflutscheiteln.		Entsprechend der Erwartung in dieser Kategorie führen drei lange Komponenten häufig zu Windstau- kurven mit mehr als einem Sturm- flutscheitel.
Beispiel	Sturmflut Nr. 108 vom 17.11.1971	
	lík	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	120 cm-246 cm 100 cm-200 cm = 2 200 cm-250 cm = 5 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 5; > 300 cm = 0	leicht bis mittelschwer
Anstiegsneigung	8 h/m am 6.12.1973 mit 844 cm PN (schwer)	
Scheitelhöhe von 711 cm bis 844 cm 700-750 = 1 750-800 = 2 800-850 = 4 850-900 = 0 > 900  cm = 0		leicht bis schwer mit einem leichten Schwerpunkt bei schweren Sturm- fluten
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	3 NW 4 HW	in etwa gleichgewichtig
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	0	Die Tatsache, dass zwar Anstieg und Scheitel lang sind aber nicht der Ab- fall, führt dazu, dass keine Kettentiden entstehen.
Beispiel	Sturmflut Nr. 48 vom 26.1.1944	

Tab. 10.8: Kennzeichen der Charakteristika in Wittdün

	11-1	Power of the second Power of the second
		Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	115 cm-315 cm 200 cm-250 cm = 19 250 cm-300 cm = 3 < 200 cm = 9; > 200 cm = 22; > 300 cm = 1	Niedrige bis sehr schwere Wind- staumaxima, mit einem deutlichen Schwergewicht bei niedrigen Wind- staumaxima. Trotzdem können auch hohe Maxima vorkommen.
Anstiegsneigung	7,5 h/m am 6.11.1985 mit 818 cm PN (schwer)	
Scheitelhöhe	von 684 cm bis 838 cm 700-750 = 13 750-800 = 10 800-850 = 9 850-900 = 0 > 900 cm = 0	von niedrig bis schwer mit einem deutlichen Übergewicht in der An- zahl (an niedrigen Sturmfluten)
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	23 NW 8 HW	Deutliches Schwergewicht auf Windstaupeaks um Niedrigwasser, was erklärt, weshalb auch bei hohen Windstaumaxima recht geringe Scheitelhöhen erreicht werden.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	2	Eine Kombination aus kurz mit ei- nem langen Abfall führt häufig auch an den anderen Pegeln zu Kettentiden.
Beispiel	Sturmflut Nr. 168/169 vom 6.11.1985	
	lkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	141 cm-268 cm 100 cm-200 cm = 2 200 cm-250 cm = 3	leicht bis niedrige schwere Peaks
	250 cm -300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; > 300 cm = 0	
Anstiegsneigung	250 cm - 300 cm = 3 250 cm - 300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; > 300 cm = 0 6,5 h/m am 4.1.1917 (leichte Flut mit 702 cm)	
Anstiegsneigung Scheitelhöhe	250 cm -300 cm = 0 250 cm -300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; > 300 cm = 0 6,5 h/m am 4.1.1917 (leichte Flut mit 702 cm) von 702 cm bis 801 cm 700-750 = 3 750-800 = 1 800-850 = 1 850-900 = 1 > 900 cm = 0	überwiegend leichte Sturmfluten
Anstiegsneigung Scheitelhöhe Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	250 cm -300 cm = 0 250 cm -300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; > 300 cm = 0 6,5 h/m am 4.1.1917 (leichte Flut mit 702 cm) von 702 cm bis 801 cm 700-750 = 3 750-800 = 1 800-850 = 1 850-900 = 1 > 900 cm = 0 2 NW 2 HW	überwiegend leichte Sturmfluten
Anstiegsneigung Scheitelhöhe Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	250 cm -300 cm = 0 250 cm -300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 3; > 300 cm = 0 6,5 h/m am 4.1.1917 (leichte Flut mit 702 cm) von 702 cm bis 801 cm 700-750 = 3 750-800 = 1 800-850 = 1 850-900 = 1 > 900 cm = 0 2 NW 2 HW 0	überwiegend leichte Sturmfluten

2	8	0
_	v	~

	kkk	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	216 cm-351 cm 200 cm-250 cm = 3 250 cm-300 cm = 3 < 200 cm = 0; > 200 cm = 6; > 300 cm = 1	hohe bis sehr hohe Windstau- maxima
Anstiegsneigung	1,5 h/m am 10.2.1949 mit 351 cm (sehr kurz)	
Scheitelhöhe	von 724 cm bis 820 cm (24.12.1918) 700 - 750 = 2 750 - 800 = 3 800 - 850 = 2 850 - 900 = 0 > 900 cm = 0	Leichte bis schwere Sturmfluten; KEINE SEHR SCHWEREN STURMLFUTEN. Dies entspricht der Erkenntnis, dass kurze Anstiege hohe Windstaumaxima produzieren, für eine sehr hohe Sturmflut aber eine lange Komponente enthalten sein muss, um das Windstaumaximum auch bei HW auftreten zu lassen.
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	6 NW 1 HW	Deutliches Übergewicht bei NW, weshalb die Windstaumaxima bisher keine sehr hohen Hochwasserschei- tel produziert haben.
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	0	
Beispiel	Sturmflut Nr. 57 cm vom 10.2.1949	
	kkl	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	168 cm-368 cm 200 cm-250 cm = 6 250 cm-300 cm = 5 < 200 cm = 4; > 200 cm = 11; > 300 cm = 5	hohe bis <u>sehr hohe</u> Windstau- maxima
Anstiegsneigung	1,0 h/m am 24.2.1967 mit 832 cm	
Scheitelhöhe	von 736 cm bis 908 cm (24.11.1981; Kettentide) 700-750 = 3 750-800 = 10 800-850 = 7 850-900 = 3 > 900 cm = 1	leicht bis sehr schwer (2. höchste)
Lage des Windstau-	15 NW 4 HW	deutliche Konzentration um NW
phase		
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	3 mit mehr als einem Scheitel; davon 1 mit 3 Scheiteln (24.11.1981)	langer Abfall führt zu Kettentiden

	klk	Bewertung und Bemerkungen	
Windstauhöhe	239 cm-273 cm 200 cm-250 cm = 2 250 cm-300 cm = 0 < 200 cm = 2; > 200 cm = 2; > 300 cm = 0	leicht bis hoch (nicht sehr hoch)	
Anstiegsneigung	2,0 h/m am 5.10.1917 (leichte Flut)		
Scheitelhöhe	von 750 cm bis 818 cm 700-750 = 1 750-800 = 1 800-850 = 3 850-900 = 0 > 900 cm = 0	schwer (nicht sehr schwer) Die Kombination aus kurzem An- stieg und langem Scheitel führt zu schweren Sturmfluten.	
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	4 NW		
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	1		
Beispiel	Sturmflut Nr. 14 vom 25.10.1917		
	kll	Bewertung und Bemerkungen	
Windstauhöhe	143 cm-309 cm 200 cm-250 cm = 3 250 cm-300 cm = 2 < 200 cm = 2; > 200 cm = 5; > 300 cm = 2	leichte bis schwere Windstaumaxima mit Schwerpunkt bei den schweren Windstaumaxima	
Anstiegsneigung	4,5 h/m am 27.10.1936 (schwere Flut)		
Scheitelhöhe	von 665 cm bis 905 cm 700–750 = 3 750–800 = 4 800–850 = 4 850–900 = 1 > 900 cm = 0	leicht bis sehr schwer	
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	7 NW 2 HW		
Windstaukurven mit	6		
mehr als einem Scheitel			
2	0	2	
---	---	---	
4	0	4	

	2 Scheitel	Bewertung und Bemerkungen
Windstauhöhe	172 cm-321 cm 200 cm-250 cm = 3 250 cm-300 cm = 2 < 200 cm = 3; > 200 cm = 5; > 300 cm = 1	leicht bis sehr schwer
Anstiegsneigung	8 h/m am 26.2.1990 (Nr. 187)	
Scheitelhöhe	von 759 cm bis 896 cm (am 21.1.1976; 4. höchste in WIT) 700–750 = 0 750–800 = 7 800–850 = 4 850–900 = 3 > 900 cm = 0	leicht bis (sehr) schwer
Lage des Windstau- maximums zur Tide- phase	4 NW 2 HW	
Windstaukurven mit mehr als einem Scheitel	alle	
Beispiel	Sturmflut Nr. 187–191 vom	26.2.1990

Tab. 10.8: (Fortsetzung)

# 10.5 Zusammenfassender Vergleich der Pegel

- 1. Es sind die Kategorien vergleichbar und ihre Aussagen, es fallen aber nicht zwangsläufig die gleichen Sturmfluten in diese Kategorie, weil auch die spezifische Exposition und Topographie vor Ort sowie die gleiche Windsituation zu differierenden Charakteren führen kann!
- 2. An allen vier Pegeln gibt es die größte Häufigkeit an Windstaukurven in der Kategorie *lkl,* gefolgt von *lll* und *kkl.* Nur in Cuxhaven enthalten die Kategorien *lll* und *kkl* etwa die gleiche Häufigkeit.
- 3. Kurze Anstiege führen in Cuxhaven und Wittdün zu sehr hohen Windstaumaxima, die in der Regel um NW liegen. Auch in Helgoland und Norderney kann davon ausgegangen werden, dass kurze Anstiege zu Windstaupeaks um Niedrigwasser führen. In Cuxhaven und Wittdün führt die Kombination mit einer langen Komponente dann häufig zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten, in Helgoland und Norderney nur zu schweren Sturmfluten.
- 4. Dies kehrt sich in der Kategorie *kll* um. Während in Wittdün und Cuxhaven maximal schwere Sturmfluten in dieser Kategorie auftreten, treten in Norderney und Helgoland sehr schwere Sturmfluten auf.
- 5. Das bedeutet, dass in Norderney und Helgoland insgesamt flachere Windstaukurven nötig sind, um eine hohe Sturmflut zu erreichen, als in Wittdün und Cuxhaven.
- 6. Lange Abfälle führen an allen Pegeln zu Kettentiden!
- 7. An allen vier Pegeln können Kettentiden auch zu schweren Sturmflutscheiteln führen. Die Kombination aus langer Dauer und hohen Hochwasserscheiteln birgt eine deutliche Gefahr.
- 8. An allen vier Pegeln nehmen Kettentiden zu.
- 9. An allen Pegeln liegt eine Zunahme in jenen Kategorien vor, in denen auch schwere und sehr schwere Sturmfluten auftreten. In den weiteren Untersuchungen der vorliegenden Arbeiten wird diese Tatsache detaillierter zu untersuchen sein.

#### 11. Die Windstauparameter in Cuxhaven

Mit der Untersuchung der Entwicklung der Windstauparameter in den letzten einhundert Jahren wird das Sturmflutklima in Hinblick auf die Komponenten Änderung der Windgeschwindigkeit, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und Änderung des Windgeschwindigkeitsabfalls analysiert. Um neben der Erfassung der Änderung einzelner Komponenten des Sturmflutklimas die Auswirkungen auf die Sturmfluten bewerten zu können, muss die Abhängigkeit der einzelnen Parameter voneinander betrachtet werden, ohne die Zeit zu berücksichtigen. Aus der Kombination der inneren Abhängigkeit der einzelnen Komponenten und ihrer jeweiligen Entwicklung in den letzten einhundert Jahren lassen sich mögliche zukünftige Veränderungen der Sturmfluten und ihre Konsequenzen erfassen. Von zentraler Bedeutung ist dabei die Ermittlung einer maximalen Windstaukurve. Hieran knüpft die Beantwortung der Frage, ob sich das Sturmflutklima so verändert, dass die Möglichkeit des Eintretens dieser maximalen Windstaukurve vergrößert bzw. verringert wird.

#### 11.1 Korrelation der Windstauparameter

#### 11.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

Wie in Abb. 11.1 zu erkennen ist, werden Windstaumaxima zwischen 200 cm und 430 cm bei Anstiegsneigungen von 1 h/m bis 26 h/m erreicht. Dabei weist der größte Anteil der Sturmfluten eine Anstiegsgeschwindigkeit von 4 h/m bis 9 h/m auf, die eine Windstauhöhe von 200 cm bis 310 cm bildet. Interessant sind nicht nur die ordinären, sondern besonders die hohen Sturmfluten. Abb. 11.1 zeigt, dass niedrige Windstauhöhen bei jeder Anstiegsneigung erreicht werden, sehr hohe Maxima dagegen nur bei sehr kleinen Anstiegsneigungen.



Abb. 11.1: Parameterauswertung der Windstaukurven in Cuxhaven seit 1901: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

Kurzfristige, schnelle Änderungen der Windgeschwindigkeit erreichen die größten Windstaumaxima.

Werden die maximalen Anstiegsgeschwindigkeiten mit den jeweils maximal zu erreichenden Windstauhöhen als Einhüllende verbunden, wird diese Korrelation noch deutlicher. Setzt man die Linie weiter fort, so zeigt sich aus der Analyse der bisher eingetretenen Sturmfluten, dass der Faktor "Änderung der Anstiegsgeschwindigkeit" keine größere Windstauhöhe als 450 cm produzieren kann.

Eine Bewertung erfolgt in Kapitel 11.6. Dennoch sei an dieser Stelle bereits darauf hingewiesen, dass in die Analyse des Wertes von 450 cm alle Windstaumaxima zu jeder Tidephase einbezogen wurden. Entscheidend für die Berechnung des Bemessungswasserstandes sind dagegen nur die bei Hochwasser eingetretenen Windstauhöhen. Aus dem Datenkollektiv für Cuxhaven ergibt sich hier für die letzten knapp 180 Jahre ein Höchstwert von 375 cm, der am 16./17.2.1962 eintrat (GÖNNERT u. FERK, 2000). Um möglichen Missverständnissen vorzubeugen, sei nochmals betont, dass es sich hierbei um eine grundlegende wissenschaftliche Analyse, nicht aber um einen unmittelbaren Beitrag zur wasserbaulichen Bemessungspraxis handelt.

### 11.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Während sich im 10jährig übergreifenden Mittel eine Konzentration der Scheiteldauer zwischen 5 h und 7 h zeigt (Abb. 11.5), weist die Darstellung aller Scheiteldauern in Relation zum Windstaumaximum (Abb. 11.2) die deutlich größte Häufung bei einer Scheiteldauer zwischen 1 h und 5 h auf. Die Vielzahl an sehr langen Einzelereignissen bewirkt die deutliche Verschiebung des mittleren Wertes in Richtung längerer Dauer.



Abb. 11.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Cuxhaven seit 1901: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Windstauhöhen von 200 cm bis 430 cm werden bei Scheiteldauern in der Spannbreite von 1 h bis 5 h erreicht, so dass auf den ersten Blick keine Abhängigkeit zwischen Scheiteldauer und Windstauhöhe zu bestehen scheint. Bei Betrachtung des gesamten Spektrums der Scheiteldauer zeigt sich aber, dass Windstauhöhen zwischen 200 cm und 260 cm von Scheiteldauern zwischen 1 h und 21 h erreicht werden und sich mit zunehmender Windstauhöhe die Scheiteldauer verringert. Zwar wird ein Windstaumaximum von 330 cm noch von einer Scheiteldauer von 12 h erreicht, bei noch größeren Maxima nimmt die Scheiteldauer jedoch deutlich ab.

Insgesamt lässt sich oberhalb eines Windstaumaximum von 290 cm eine deutliche Tendenz in Richtung kürzere Scheiteldauern bei höheren Windstaumaxima erkennen.

Nach den vorliegenden Daten ist davon auszugehen, dass der durch die Anstiegskennzahl berechnete maximale Windstauwert von 450 cm bei einer Scheiteldauer von etwa 2,5 h erreicht wird.

### 11.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

Bei der Korrelation Abfallneigung zu Windstaumaxima (Abb. 11.3) sind zwei Achsen auffällig. Zum einen wird eine Windstauhöhe von 220 cm bei fast allen Abfallneigungen zwischen 2 h/m und 28 h/m erreicht. Zum anderen lässt sich auch hier eine äußere Einhüllende, mit einer Abfallneigung von 28 h/m bis zu 7,5 h/m bei einer Windstauhöhe von 220 cm bis 430 cm definieren. Innerhalb dieses Dreiecks liegt der größte Teil aller Abfallneigungen.

Somit könnte auch hier interpretiert werden: je schneller der Wind zusammenbricht, desto höher wird das Windstaumaximum. Dies wäre jedoch falsch, da noch bei einer Windstauhöhe von nahezu 350 cm die gesamte Streubreite an Abfallkennzahlen erreicht wird und bei 390 cm der Wind sehr viel schneller abflaut als bei 430 cm. Allerdings bleibt bemerkenswert, dass mit steigendem Windstaumaximum häufiger kleinere Abfallkennzahlen auftreten, und auf maximale Windstauhöhen grundsätzlich ein schnelles Abflauen der Windgeschwindigkeit folgt. Die Tatsache, dass bei niedrigen Windstaumaxima die absolut höchsten Abfallkennzahlen erreicht werden, lässt den Schluss zu, dass sehr häufig die folgende Tide erhöht ist, da der Abfall in Relation zur Höhe langsamer ist. Bei einem Windstaumaximum von 250 cm wäre bei Hochwasser eine Abfallkennzahl von 12 h/m notwendig, um das folgende Hochwasser 100 cm über das mittlere Hochwasser zu heben.

Die häufigste Abfallneigung liegt bei etwa 7,5 h/m mit einer Spannbreite von 4 h/m bis 11 h/m. In dieser Spannbreite werden Windstaumaxima von 200 cm bis 430 cm erreicht.

Zwischen Abfallkennzahl und Windstaumaximum lässt sich kein direkter Zusammenhang erkennen. Allerdings werden sehr hohe Windstaumaxima nur bei mittleren Abfallkennzahlen (bis 9 h/m) erreicht. Sehr hohe Sturmflutscheitel sind in Cuxhaven gekennzeichnet durch einen mittleren Scheitel oder mittleren bis langsamen Abfall.





Abb. 11.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Cuxhaven seit 1901: Abfallneigung zu Windstaumaximum

11.1.4 Sonstige Korrelationen

Neben diesen auf den Windstauscheitel bezogenen Korrelationen soll überprüft werden, inwieweit Abhängigkeiten zwischen den Parametern

- Anstiegsneigung zu Scheiteldauer,
- Abfallneigung zu Scheiteldauer und
- Anstiegsneigung zu Abfallneigung

existieren. Grundsätzlich sind bei allen drei Vergleichen zunächst keine deutlichen Abhängigkeiten zu erkennen. Allerdings ist bei den Korrelationen der Scheiteldauer sowohl mit dem Anstieg als auch mit dem Abfall die größte Häufung bei einer Scheiteldauer von 0 bis 5 h festzustellen. Auch lässt sich erkennen, dass mit zunehmender Anstiegsneigung bis 12,5 h/m die Scheiteldauer auf über 20 h zunimmt. Folglich nimmt tendenziell bei größerer Anstiegsneigung auch die Scheiteldauer zu. Von einer signifikanten Korrelation kann aber nicht gesprochen werden, da insgesamt die Streubreite zu groß ist. Ebenso ist die mögliche Aussage, dass lange Scheitel große Abfallneigungen produzieren, als nicht signifikant zu bewerten. Auch die Frage, ob schnelle Windgeschwindigkeitsänderungen in der Regel zu einem schnellen Abflauen der Windgeschwindigkeit führen könnten, kann nur mit nein beantwortet werden.

Bei Korrelation der Parameter Anstiegsneigung zu Scheiteldauer, Abfallneigung zu Scheiteldauer und Anstiegsneigung zu Abfallneigung lassen sich keine signifikanten Abhängigkeiten erkennen.

### 11.2 Entwicklung der Parameter

Die Entwicklung der Parameter in den letzten knapp 100 Jahren wird mit 10jährig übergreifenden Mittelwerten berechnet, um die generelle Entwicklung erkennen zu können.

### 11.2.1 Der Anstieg

Anhand der Entwicklung der Anstiegsneigung während der letzten 100 Jahre lässt sich ablesen, ob die Häufigkeit von Windsituationen, in denen sehr schnell maximale Windgeschwindigkeiten erreicht werden, zunimmt, oder aber eher eine Tendenz zu langsameren Anstiegen vorliegt. Abb. 11.4 zeigt, dass über den gesamten Untersuchungszeitraum eine leichte Tendenz zu steileren Anstiegsneigungen existiert. Dieser Trend ist ausschließlich mit den ausgesprochen flachen Anstiegsneigungen im ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts zu erklären. Ab 1915 berechnet, lässt sich kein nennenswerter Trend mehr erkennen. Somit lässt sich zusammenfassen:

Ein nennenswerter Trend ist nicht vorhanden, maximal eine leichte Tendenz zu geringeren Anstiegsneigungen.

Diese leichte Tendenz zu einer steileren Anstiegsneigung darf nicht unterschätzt werden. Im Zusammenhang mit der Tatsache, dass die Höhe der Windstaumaxima bei steileren Anstiegsneigung zunimmt, könnte dies auf die mögliche Gefahr hinweisen, dass höhere Windstaumaxima aufgrund der Verkleinerung des Anstiegs eher oder häufiger erreicht werden könnten. Werden jedoch die Einzelwerte betrachtet, so ist zu erkennen, dass die Spann-



Abb. 11.4: Entwicklung der Anstiegsneigung in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)

breite zwischen 5,5 h/m und 7,5 h/m liegt, d.h. jener Anstiegsneigung, bei der lediglich maximale Höhen zwischen 200 cm und 320 cm erreicht werden.

Aus der Entwicklung der letzten 100 Jahre lässt sich **nicht** die Möglichkeit ablesen, dass in den nächsten Jahren sehr hohe Windstaumaxima oder gar ein maximaler Windstauwert eher eintritt als bisher.

## 11.2.2 Die Scheiteldauer

Die Scheiteldauer stellt die Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit dar und ist deshalb von großer Bedeutung, weil eine lange Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit das Windstaumaximum über eine Tidephase länger andauern lässt.

Mit dem 10jährigen übergreifenden Mittel lässt sich für 1901–1995 ein Trend berechnen, der grundsätzlich deutlich eine Abnahme der Scheiteldauer nachweist (Abb. 11.5). Bei genauerer Betrachtung der Kurve lassen sich zwei Phasen unterscheiden: zum einen der Zeitraum 1901 bis Mitte der vierziger Jahre, der eine große Streubreite mit Daten von 4,5 h bis 9,5 h und einer mittleren Dauer von etwa 6,5 Stunden aufweist; zum anderen der Zeitraum von Mitte der sechziger Jahre bis Anfang der neunziger Jahre. Hier liegt eine viel geringere Streubreite mit einer Dauer zwischen 5 h und 6,5 h vor. Demzufolge könnte hier, entsprechend vieler klimatologischer Theorien, von einem "Sprung" der Klimaänderung hin zu kürzeren Scheiteldauern gesprochen werden. Da in den vierziger bis fünfziger Jahren eine deutliche Verkürzung der Scheiteldauer zu verzeichnen ist, weist der genaue Verlauf der Schei-



Abb. 11.5: Entwicklung der Scheiteldauer in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)

telentwicklung keinen "Sprung" auf. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts steigt die Scheiteldauer tendenziell wieder an. Sie erreicht jedoch ein niedrigeres Niveau als in der ersten Hälfte des Jahrhunderts.

Seit Mitte der achtziger Jahre zeigt sich allerdings wieder ein deutlicherer Anstieg der Scheiteldauer in Richtung des Niveaus von 1901–1940. Demzufolge muss die o.g. generelle Verkürzung der Scheiteldauer seit 1901 mit Vorsicht interpretiert werden. Sie könnte jedoch für die Bildung eines sehr hohen oder gar maximalen Windstauwertes relevant sein, da hohe Windstaumaxima (ab 330 cm) bei kurzen Scheiteldauern zwischen 2 h–3 h auftreten (vgl. Abb. 11.2). Da eine Verkürzung tatsächlich nur bis Mitte der achtziger Jahre bei knapp 6 h vorliegt, ergibt sich für die nächsten Jahre keine Tendenz zum schnelleren Erreichen eines maximalen Windstauwertes.

Die Entwicklung der Scheiteldauer zeigt eine leichte Verkürzung von der ersten zur zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts mit Tendenz zu einer deutlichen Zunahme der Scheiteldauer in den letzten Jahren.

Die generelle Verkürzung führt nicht zu der Möglichkeit, dass in den nächsten Jahren sehr hohe oder gar maximale Windstauwerte eher eintreten als bisher.

11.2.3 Die Windstauscheitelhöhe

Im 10jährig übergreifenden Mittel zeigt die maximale Windstauscheitelhöhe die geringe Tendenz von 5 cm–10 cm Anstieg in nahezu hundert Jahren (Abb. 11.6). Auch hier ließe sich, entsprechend der Theorie einer plötzlichen, sprunghaften Klimaänderung in den fünfziger Jahren, der "Sprung" von 5 cm festlegen. Letztendlich lässt sich aber sowohl in dem sprunghaften Anstieg als auch in der über den gesamten Zeitraum berechneten Tendenz von einem signifikanten Trend nicht sprechen. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass der 10jährig übergreifende Mittelwert bei der Prognosenbildung der Scheitelhöhe die Entwicklung zu stark glättet. Sehr viel genauer ist die Berechnung der Entwicklung, wenn sämtliche Scheitel oder aber der höchste Scheitel eines jeden Jahres betrachtet werden.

Werden alle Windstauscheitel berücksichtigt (Abb. 11.7), ist eine absolute Erhöhung der maximalen Werte – unabhängig zur Tidephase – in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts zu erkennen. Die maximale Windstauhöhe stieg von 357 cm (1922 und 1927) auf 395 cm (1947) und im Maximum auf 430 cm (1967), also um über 70 cm. Hieraus eine Regression zu berechnen würde bedeuten, dass ein sehr starker Anstieg der Windstauwerte prognostiziert werden würde, der nicht der realen Entwicklung entspräche. Bei einer Trendlinie durch alle Windstaumaxima lässt sich dagegen kein Anstieg erkennen (255 cm bis 260 cm). Wird die lineare Trendlinie allerdings durch die höchsten Werte pro Sturmflutjahr gelegt (Abb. 11.8), ist ein Anstieg von 260 cm (1901) auf 310 cm (1995) deutlich auszumachen, bei polynomischer Berechnung dritten Grades immerhin noch von 290 cm (1901) bis 310 cm (1995).

Dass sich auf der Grundlage dieser Ziffern wiederum große Differenzen bei der Prognosenbildung ergeben, ist zwangsläufig. Ein Anstieg um 50 cm in den letzten 100 Jahren, extrapoliert auf die nächsten 50 Jahre, prognostiziert einen wesentlich höheren Wert als ein berechneter Anstieg um 20 cm in den letzten 100 Jahren. Zu beachten ist, dass bei diesen Tendenzen der Anstieg des mittleren Hochwassers bereits berücksichtigt wurde.

Wird die Lage des Windstaumaximums zur Tidephase berücksichtigt, so zeigt sich





Abb. 11.6: Entwicklung des Windstaumaximums in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)



Abb. 11.7: Entwicklung der Windstaumaxima in Cuxhaven seit 1901 (unabhängig von der Tidephase)



Abb. 11.8: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Cuxhaven seit 1901 (unabhängig von der Tidephase)

ebenso wie bei Betrachtung aller Windstaumaxima nur ein geringfügiger Anstieg der Höhe der Windstauscheitel. Es ergibt sich um Tideniedrigwasser ein Anstieg von fast 10 cm in 100 Jahren, während um Tidehochwasser ein Sinken von über 5 cm zu verzeichnen ist. Zu beachten ist, dass für die Berechnung von Deichhöhen die differenziertere Betrachtung der Windstauscheitelhöhen getrennt nach Tidephasen weniger in ihrer zeitlichen Entwicklung als vielmehr nach ihrer Überschreitungswahrscheinlichkeit erfolgen muss.

## 11.2.4 Der Abfall

Für die Entwicklung der Neigung (h/m) im Abfall der Windstaukurve lässt sich im 10jährig übergreifenden Mittel ein deutlich positiver Trend seit 1901 berechnen (Abb. 11.9). Es existiert insgesamt eine Tendenz zu langsamerem Abflauen der Windgeschwindigkeit. Somit zeigen die an die Sturmflut anschließenden Tiden häufiger einen erhöhten Wasserstand.

1900 bis 1935 lag im 10jährig übergreifenden Mittel der mittlere Abfall bei 7 h/m; 1935 bis 1995 dagegen bei 9 h/m. Allerdings lässt sich auch hier in den letzten 10 Jahren (1985–1995) eine deutliche Tendenz zu kürzeren Abfallzeiten erkennen.

Die Entwicklung im Abfall der Windstaukurven zeigt einen sprunghaften Anstieg von 7 h/m auf 9 h/m in den 30er-Jahren, der in den letzten 10 Jahren wieder kontinuierlich und deutlich abnimmt. Eine Verlängerung des Abfalls hat zur Folge, dass häufiger Windstaukurven auftreten, die mehr als eine Tide erhöhen.





Abb. 11.9: Entwicklung der Abfallneigung in Cuxhaven seit 1901 (10-jährig übergreifend)

# 11.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

## 11.3.1 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven

Werden die 10 höchsten Sturmflutscheitel in Cuxhaven betrachtet, so zeigt sich, dass der höchste Scheitel mit 1010 cm PN am 3.1.1976 von einem kurzen Anstieg mit einem kurzen Scheitel in der Windstaukurve gebildet wurde. Doch bereits die zweithöchste Sturmflut vom 16.2.1962 mit 995 cm PN weist in der Windstaukurve einen langen Anstieg mit einem langen Scheitel und einem langen Abfall auf. Allerdings muss betont werden, dass es sich hierbei um Grenzwerte handelt, die mit 6,5 h/m und mit einem Windstaumaximum von 375 cm deutlich in der Linie – je höher das Windstaumaximum um so kürzer der Anstieg – liegen (vgl. Abb. 11.1). Auch die dritthöchste Sturmflut vom 21.1.1976 liegt mit 2 Scheiteln von 335 cm und 250 cm ebenso in dieser Korrelation wie die Folgenden.

Von den 10 höchsten Sturmfluten werden die höheren von einem kurzen Anstieg gebildet und vier weitere von einem langen Anstieg, der im Grenzbereich zur Definition "kurz" liegt. Damit die hohen Windstaumaxima zu schweren und sehr schweren Sturmfluten führen, muss mindestens eine lange Komponente enthalten sein. Diese kann ein langer Scheitel oder aber ein langer Abfall sein.

# 11.3.2 Auswirkung der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe in St. Pauli

Auch flussaufwärts in Hamburg-St. Pauli laufen jene Sturmfluten hoch auf, die durch einen kurzen Anstieg in Cuxhaven gebildet werden. Hier wird das Phänomen besonders deutlich, da auch die Sturmfluten vom 24.11.1981, 10.1.1995 und vom 3.1.1976 durch kurze Anstiege gekennzeichnet sind. Dies ist deshalb erstaunlich, weil angenommen werden musste, dass eine langsame Windgeschwindigkeitsänderung und damit eine insgesamt längere Winddauer das Wasser im Flusslauf eher staut als ein kurzzeitiger schneller Windgeschwindigkeitsanstieg.

Dies ist der Fall bei der Sturmflut vom 28.1.1994 und bei den schweren aber nicht sehr schweren Sturmfluten. Sehr schwere Sturmfluten treten in Cuxhaven zu gleichen Teilen mit kurzen und langen Anstiegen auf. Es ist aber zu beachten, dass die maximalen Windstauwerte in Cuxhaven bei kurzen Anstiegen vorkommen. In Kombination mit langen Komponenten (lange Scheiteldauer oder lange Anstiegsgerade) führen diese sehr hohen Windstaumaxima auch in St. Pauli zu sehr schweren Sturmfluten.

In Hamburg-St. Pauli treten die sehr schweren Sturmfluten bei kurzen Anstiegen auf. Die schweren Sturmfluten werden dagegen häufiger von langen Anstiegen gebildet. Auch für St. Pauli gilt, dass mindestens eine lange Komponente vorhanden sein muss, damit das hohe Windstaumaximum zu einem hohen Sturmflutscheitel führt.

## 11.4 Veränderung des Charakters der mittleren Windstaukurve in den letzten 100 Jahren in Cuxhaven

Während sich die Änderung von Anstieg, Abfall und Scheiteldauer aus den 10jährig übergreifenden Mittelwerten gut ablesen lässt, wird der mittlere maximale Windstauwert aus der Berechnung des Trends aller Windstauwerte und der höchsten pro Jahr genommen. Der maximale Wert für 1995 ist bei allen Berechnungen bei 310 cm. Für den Beginn des 20. Jahrhunderts ist er nicht so eindeutig zu definieren und liegt zwischen 260 cm und 290 cm. Es wird von einer mittleren Höhe von 270 cm für 1900 ausgegangen.

Der Vergleich der beiden Windstaukurven (Abb. 11.10 u. Abb. 11.11) zeigt eine sehr deutliche Verlängerung der Sturmflut im Abfall der Windstaukurve. Das bedeutet, dass nachfolgende Tiden einen erhöhten Wasserstand aufweisen, der von "leicht erhöht" bis zu "erneuter Sturmflut" reicht. Wenn man weiterhin bedenkt, dass die extremen Windstaukurven der Kategorien *kurz-kurz-kurz* und *lang-lang-lang* bezüglich der Anzahl zugenommen haben, wird deutlich, dass das Einzelereignis, welches längere Dauern aufweist, im Vergleich zur mittleren Windstaukurve erheblich länger geworden ist. Dagegen hat die Verkürzung der Scheiteldauer um 1 h keinen nennenswerten Einfluss auf weitere Sturmfluten.

Die Windstaukurve veranschaulicht einen deutlichen Anstieg der Windstaumaxima. Dieser wurde jedoch nicht aus einer mittleren Höhe aller Windstaumaxima gebildet, sondern vielmehr aus den höchsten Windstaumaxima pro Jahr (s.o.). Es ist deshalb zu berücksichtigen, dass der Anstieg des Windstaumaximums auch wesentlich geringer angesetzt werden kann. Somit ist davon auszugehen, dass die dargestellten mittleren Windstaukurven ihr Windstaumaximum um Tideniedrigwasser bis kurz vor Tidehochwasser hatten.





Abb. 11.10: Mittlere Windstaukurve in Cuxhaven um 1900



Abb. 11.11: Mittlere Windstaukurve in Cuxhaven um 2000

Die mittlere Windstaukurve ist in den letzten 100 Jahren länger geworden. Dies kann mit der deutlichen Verlängerung des Abfalls erklärt werden.

#### 11.5 Die maximale Windstaukurve in Cuxhaven

Eine Windstaukurve, die einen maximalen Windstauwert konstruiert, ist für zukünftige Berechnungen des Küstenschutzes von großem Wert (s. Kap. 11.1.2). Es muss aber berücksichtigt werden, dass sie statistisch betrachtet nicht möglich ist, da eine Eintrittswahrscheinlichkeit von Null nicht existiert. Davon muss aber theoretisch ausgegangen werden, wenn ausgesagt wird, "höher geht es nicht". Deshalb wird hier die Formulierung gewählt, dass aufgrund der Ergebnisse unter den momentanen Klimabedingungen und topographischen Voraussetzungen es nicht möglich ist, dass die Windstauwerte die in Abb. 11.12 dargestellte Kurve überschreiten. Bei Zunahme der Windgeschwindigkeit ist davon auszugehen, dass die Windstauwerte nicht mehr exponentiell ansteigen.

In einer ergänzenden Untersuchung haben OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) Verteilungsfunktionen für die Windstaumaxima in Cuxhaven nach Hoch- und Niedrigwasser getrennt berechnet. Verwendet wurden Extremalverteilungen wie die Exponential-, Gumbel-, Log-Gumbel-, Weibull-, Log-Weibull und eine modifizierte Rayleigh-Verteilungsfunktion.

Es zeigte sich, dass mit Hilfe der Weibull-3 (3-parametrige Weibull-Verteilung) und der Log-Weibull-Verteilung generell die beste Datenanpassung zu erzielen ist, wobei OUMER-ACI u. KORTENHAUS (1998) der in der Regel besser passenden Weibull-3-Verteilung den Vorzug geben.

Bei einer Extrapolation kann mit Hilfe sämtlicher Funktionen für ein Windstaumaximum bei Thw ein Wert zwischen 390 cm und 415 cm berechnet werden, wobei der bisher höchste eingetretene Wert bei Thw mit 375 cm am 16.2.1962 erreicht wurde. Bei Tnw wird ein Wert um 450 cm ermittelt (bes. deutlich bei Weibull-3). Hier ist der bisher höchste erreichte Wert bei 430 cm am 23.2.1967. Einschränkend ist zu berücksichtigen, dass nach OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) der Datensatz für die Extrapolation zu gering ist, so dass die aus den Grafiken entnommenen Werte nur bedingt Folgerungen zulassen.



Abb. 11.12: Maximale Windstaukurve für Cuxhaven

JENSEN (1996) berechnete ebenfalls für Windstaumaxima Verteilungsfunktionen, die allerdings nicht nach Thw und Tnw differenziert wurden, und erklärt die Jenkinson-Funktion als vergleichsweise sehr gut geeignet, da sie eine begrenzte Extrapolation ermöglicht. Die Problematik der Extrapolation sieht er in der Tatsache der nicht äquidistanten Datenreihe. Die Extrapolation mit Jenkinson-C ergibt bei T = 300 Jahre bei Normalverteilung eine Spannbreite von 420 cm bis 625 cm. Die vorliegenden Auswertungen zeigen, dass diese Werte als viel zu hoch einzustufen sind und daher nicht erreicht werden können.

Unter den momentanen Bedingungen ist höchstens eine Windstaukurve mit 450 cm Höhe und einem Anstieg von 1 h/m, 2,5 h Dauer und 5,5 h/m Abfall zu erwarten.

# 11.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Cuxhaven

- 1. Der Anstieg zeigt eine leichte Tendenz zu steileren Neigungen, so dass aufgrund der Entwicklung der letzten 100 Jahre die Gefahr abgeleitet werden kann, dass eher höchste Windstaumaxima produziert werden. Da die Werte jedoch im Bereich zwischen 5,5 h/m und 7,5 h/m liegen, kann von der Möglichkeit, dass maximale Windstaumaxima aufgrund von kürzeren Anstiegsneigungen eher eintreten als bisher, nicht gesprochen werden. Allerdings ist mit hohen Windstaumaxima bis 400 cm eher zu rechnen, da sie in dieser Anstiegsneigung auftreten.
- 2. Die Scheiteldauer zeigt einen geringen Trend in Richtung kürzere Dauer, so dass der Wind in der Dauer seiner maximalen Geschwindigkeit insgesamt nicht zugenommen hat. Es bleibt zu berücksichtigen, dass durchaus einzelne lange Dauern häufiger auftreten können, die hier durch das gleitende Mittel eliminiert wurden.

Die Tendenz zu kürzerer Dauer bedeutet keine Warnung in der Hinsicht, dass hohe Wind-staumaxima eher auftreten, da lediglich eine Verkürzung auf 6 h erfolgte. Hohe bis sehr hohe Windstaumaxima treten bei 2 h bis 5 h auf. Hohe Scheitelwerte sowohl in Cuxhaven als auch in St. Pauli benötigen neben einem hohen Windstauwert einen relativ langen Scheitel oder einen langen Abfall. Demzufolge bedeutet diese Veränderung im Sturmflutklima keine erhöhte Gefahr des Eintretens eines sehr hohen Scheitels.

- Zwischen 1935 und 1985 lag eine Tendenz zu einem langsameren Abflauen des Windes vor, so dass nachfolgende Tiden einen erhöhten Wasserstand aufweisen konnten. Das bedeutet aber auch für diesen Parameter eine Verringerung der Möglichkeit des Eintretens eines maximalen Windstauwertes. Diese Tendenz nimmt in den letzten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts wieder leicht ab.
- 4. In Kap. 10 wird erläutert, dass flache Abfälle in den Küstenstädten zu hohen Sturmflutscheiteln flussaufwärts (z.B. in Hamburg) führen können. Eine Tendenz zu langsamerem Abflauen des Windes kann daher einen positiven Trend zu höheren Sturmflutscheiteln in den flussaufwärts liegenden Orten bewirken.

# 11.7 Erkenntnisse für den Sturmflutschutz

- 1. Da Anstiegskennzahlen bis 6 h/m zu hohen Windstaumaxima und hohen Sturmflutscheiteln führen, ist eine frühzeitige Vorhersage nur für leichte bis schwere Sturmfluten möglich. Es muss daher weiterhin mit Sicherheitsvorkehrungen in kurzen Zeiträumen gearbeitet werden, da sehr schwere Sturmfluten in relativ kurzer Zeit ansteigen.
- 2. Steile Anstiege verursachen in Cuxhaven hohe Windstaumaxima. Es muss aber mindestens eine lange Dauer – Scheitel oder Abfall – hinzukommen, dass diese Windstaumaxima schwere bis sehr schwere Sturmflutscheitelhöhen bilden. Der Grund hierfür ist, dass die meist bei Tideniedrigwasser liegenden hohen Windstaumaxima mithilfe der langen Scheiteldauer oder des langsamen Abfalls über Tidehochwasser hinweggezogen werden müssen.

12. Die Windstauparameter in Helgoland12.1 Korrelation der Windstauparameter12.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

40 % der Sturmfluten in Helgoland treten bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 10 h/m mit einem Windstaumaximum von 175 cm bis 255 cm auf, wobei hiervon 75 % eine Windstauhöhe von 175 cm bis 215 cm erreichen (Abb. 12.1). Weitere 30 % aller Windstaukurven in Helgoland haben bei einer Anstiegsneigung zwischen 3 h/m und 14 h/m eine Windstauhöhe zwischen 160 cm und 260 cm. 28 % streuen sehr weit und umfassen die Extreme von sehr niedrigen (125 cm) und sehr hohen Windstaumaxima (300 cm) sowie von sehr kurzen (2 h/m) bis sehr langen Anstiegsneigungen (20 h/m). Ein Wert verbleibt aufgrund seiner großen Anstiegsneigung von 23 h/m außerhalb der Ellipse, zwei weitere liegen nur mittelbar daneben.

Die meisten Windstaumaxima werden von Anstiegsneigungen zwischen 5 h/m und 10 h/m gebildet und erreichen Höhen zwischen 175 cm und 255 cm.

Die Frage zu beantworten, welche Anstiegsneigung ein hohes Windstaumaximum bewirkt und inwiefern es vom Faktor Anstieg abhängig ist, stellt sich für Helgoland weitaus schwieriger dar, da

1. die Zeitreihe wesentlich kürzer ist als in Cuxhaven und

2. die Daten sich nicht eindeutig einem Grenzwert nähern.



Abb. 12.1: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Häufigkeit)

Der letzte Punkt wird besonders bei der Berechnung der Überschreitungswahrscheinlichkeit deutlich. Hier ist zu erkennen, dass sich aus den 10 höchsten Werten maximal eine leicht gekrümmte Exponentialfunktion berechnen lässt. Von einem Erreichen eines asymptotischen Grenzwertes, der die maximal zu erreichende Höhe abbilden würde (SIEFERT, 1998), kann bei dieser Datenreihe nicht gesprochen werden. Auch die Analyse der Korrelation Anstiegsneigung zu Windstaumaximum weist demzufolge keinen eindeutigen Trend zu einem Maximalwert auf. Werden die Daten in einer gebogenen Einhüllenden verbunden, liegt der maximale Wert bei 310–330 cm.



Abb. 12.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Einhüllende)

Für Helgoland lässt sich nicht aussagen, dass steilere Anstiege grundsätzlich höhere Scheitel verursachen. Es zeigt sich jedoch auch hier, dass hohe Windstaumaxima von steilen Anstiegsneigungen gebildet werden, die höchsten Maxima aber von Anstiegen mit Neigungen zwischen 7 h/m und 10 h/m. Das bedeutet, dass ein maximaler Wert zwischen 3 h/m und 10 h/m liegen muss. Für Helgoland lässt sich eine Einhüllende definieren, die sich in der Punktewolke in niedrigen Höhenniveaus in Relation zur Anstiegsneigung wiederholt (Abb. 12.2). Wird ein aus der Korrelation und der berechneten Überschreitungswahrscheinlichkeit entnommener maximaler Wert von 310 cm zugrunde gelegt und mit der äußeren Einhüllenden geschnitten, ergibt sich eine Anstiegsneigung von 5,5 h/m. Bei Berechnung einer maximalen Windstaukurve sollte aus o.g. Gründen die Spannbreite berücksichtigt werden, welche bei linearer Extrapolation der Regressionsgeraden mit einer Höhe von 330 cm bei der Berechnung der Überschreitungswahrscheinlichkeit erreicht werden würde. Bei einer gekrümmten Extrapolation sollte mit einem maximalen Wert von 310 cm gerechnet werden. Wird der höhere Wert von 330 cm mit der Einhüllenden berücksichtigt, ergibt sich wie in

Cuxhaven eine Anstiegsneigung von 1 h/m. Da dieser Wert jedoch nicht mit den bisher aufgetretenen Daten zu korrelieren ist, wird 5,5 h/m als realistische Größe vorausgesetzt.

Hohe Windstauwerte werden in Helgoland bei kurzen Anstiegen erreicht, sehr hohe bei einer mittleren Anstiegsneigung. Aus der Bildung einer Einhüllenden in Verbindung mit der Berechnung eines maximalen Wertes aus Überschreitungswahrscheinlichkeit und Scheiteldauer ergibt sich eine Anstiegsneigung von 5,5 h/m, bei welcher der maximale Windstauwert eintreten kann.

## 12.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

In Helgoland treten alle Windstauhöhen bei einer Scheiteldauer zwischen 3 h und 5 h auf. In dieser Spanne befinden sich auch die meisten Windstaumaxima. Für lange Scheiteldauern liegt demgegenüber eine Begrenzung vor. Bei Scheiteldauern von mehr als 15 h treten keine Windstaumaxima über 190 cm auf, so dass also lange Scheiteldauern keine hohen Windstaumaxima verursachen. Bis 185 cm Windstauhöhe steigt die Dauer kontinuierlich an, um dann ebenso kontinuierlich mit zunehmender Scheitelhöhe wieder abzunehmen (Abb. 12.3). Entsprechend kann für Helgoland festgestellt werden, dass die Höhen der Windstaumaxima ab 185 cm größer werden bei abnehmender Scheiteldauer. In Helgoland hat folglich die Scheiteldauer einen deutlichen Einfluss auf die Höhe des Windstaumaximums. Wird der abfallende Ast des Dreiecks verlängert, ergibt sich ein maximal möglicher Stau von 310 cm. Deutlich ist zu erkennen, dass bei einer Scheiteldauer von 4 h die Möglichkeit für das Auftreten eines sehr hohen Windstauscheitels am größten ist.



Abb. 12.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

In Helgoland besteht eine Abhängigkeit der Scheiteldauer zum Windstaumaximum. Lange Scheiteldauern verursachen kleinere Windstaumaxima, während kurze Scheitel hohe Maxima produzieren. Ein maximal möglicher Windstauwert würde bei 4 h auftreten.

# 12.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

In Helgoland treten bei Abfallneigungen zwischen 4 und 15 h/m alle möglichen Windstauhöhen auf. Bei flacheren Abfallneigung en erreichen die Windstaumaxima nur noch Werte bis 215 cm, so dass für die Abfallneigung genau wie für die Scheiteldauer in Helgoland gilt, dass bei sehr langen Abfalldauern keine hohen Windstaumaxima vorkommen. Insgesamt ist die Streubreite der Windstaumaxima zur Abfallneigung sehr groß. Aus der Korrelation Abfallneigung zu Windstaumaximum ist zu erkennen, dass sehr hohe Windstaumaxima um eine Abfallneigung von 7 h/m liegen. Bei hohen und sehr hohen Windstaumaxima reduziert sich die Windgeschwindigkeit in Helgoland weder schnell noch langsam. Bei einer maximalen Windstaukurve ist deshalb von 7 h/m Abfallneigung auszugehen.



Abb. 12.4: Parameterauswertung der Windstaukurven in Helgoland seit 1940: Abfallneigung zu Windstaumaximum

Flache Abfallneigungen treten nur bei niedrigen Windstaumaxima auf. Sehr hohe Windstaumaxima treten bei einer mittleren Dauer von 7 h/m auf. Aus allen Kurven seit 1940 lässt sich für eine maximale Windstaukurve eine Abfallneigung von 7 h/m errechnen. 12.2 Entwicklung der Parameter

12.2.1 Der Anstieg

In Helgoland zeigt sich eine deutliche Zunahme der Anstiegsneigungen von 7,5 h/m auf knapp 9 h/m (Abb. 12.5). Die höchsten Windstaumaxima in Helgoland kommen bei einer Anstiegsneigung zwischen 7 h/m und 10,5 h/m vor. Ein Trend zu einer grundsätzlich längeren Anstiegsneigung von 9 h/m bedeutet also, dass die Möglichkeit des Eintritts eines hohen bis sehr hohen Windstaumaximum unverändert bleibt. Setzt sich dieser Trend fort, würde er sich aus dem Bereich der Bildung von maximalen Windstauscheiteln heraus bewegen, d.h. die Möglichkeit ihres Eintritts würde geringer werden. Die letzten Mittelwerte deuten aber eher einen Trend zur erneuten Verkürzung des Anstiegs an.

Ein maximaler Windstauwert liegt nach Kap. 12.1.1 zwischen 310 cm und 330 cm vor. Aus der Einhüllenden ergibt sich eine Anstiegsneigung von 5,5 h/m. Da ein Trend in Richtung längerer Anstiegsneigungen festzustellen ist, resultiert aus diesen Ergebnissen keine erhöhte oder beschleunigte Gefahr für die Möglichkeit des Eintritts eines höheren Windstaumaximums.



Abb. 12.5: Entwicklung der Anstiegsneigung in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

Der Anstieg der Windstaukurven in Helgoland wird tendenziell flacher. Die Möglichkeit des Eintretens eines hohen bis sehr hohen Scheitels wird dadurch nicht vergrößert.

302



12.2.2 Die Scheiteldauer

Abb. 12.6: Entwicklung der Scheiteldauer in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

Die Scheiteldauer weist tendenziell keine Veränderung auf (Abb. 12.6). Demzufolge lässt sich aus der Entwicklung der letzten 60 Jahre keine geänderte Gefahrensituation ablesen. Aus der Entwicklung des Sturmflutklimas lässt sich keine Tendenz zu höheren Scheiteln erkennen.

Die Scheiteldauer weist keinerlei Veränderungen auf.

## 12.2.3 Die Windstauscheitelhöhe

Die Windstauscheitelhöhe in Helgoland zeigt bei Berechnung einer linearen Trendlinie über 10jährig übergreifende Mittelwerte keinen Anstieg. Erfolgt die Berechnung des Trends polynomisch, ergibt sich ein Anstieg von ca. 20 cm (Abb. 12.7). Dieser Wert ist mit den deutlich niedrigeren Windstaumaxima in den fünfziger Jahren zu erklären, welche aber für eine statistisch signifikante Trendaussage nicht ausreichen. Weiterhin lässt sich in den letzten sechs Mittelwerten ein Anstieg erkennen, der jedoch innerhalb des Rauschens der maximalen Werte liegt.

Die Bildung von 10-jährig übergreifenden Werten kann nur eine allgemeine Tendenz nachweisen, bei der einzelne Peaks herausfallen. Diese werden durch die Darstellung sämtlicher Windstauscheitel (Abb. 12.8) sowie des maximalen Windstauwertes pro Sturmflutjahr (Abb. 12.9) erfasst. Prognosen für einen maximalen Windstauwert können dagegen weder





Abb. 12.7: Entwicklung des Windstaumaximums in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

durch eine solche Darstellung noch durch übergreifende Mittelwerte aufgestellt werden. Diese können durch Verfahren erfolgen, wie sie von SIEFERT (1998) durch Berechnung der Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstaumaxima, getrennt nach Hoch- und Niedrigwasser, durchgeführt wurden.



Abb. 12.8: Entwicklung der Windstaumaxima in Helgoland seit 1940 (unabhängig von der Tidephase)



Abb. 12.9: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Helgoland seit 1940 (unabhängig von der Tidephase)

Die Darstellung aller Windstaumaxima zeigt eine Spannbreite von 125 cm bis 300 cm. Hohe Werte sind erst seit den sechziger Jahren vorzufinden. Von 1940 bis 1960 ist die Spannbreite mit 150 cm bis 215 cm (1940–50) und 125 cm bis 260 cm (1950–60) geringer. Die Vergrößerung der Spannbreite zeigt mit Beginn der sechziger Jahre gleichzeitig eine Erhöhung der Windstaumaxima an, so dass zwangsläufig bei der Berechnung eines Trends für diesen Zeitraum ein Anstieg zu verzeichnen ist. Dieser pendelt sich aber nach Erhöhung in den sechziger Jahren auf diesem Niveau ein und zeigt sich in den letzten 35 Jahren nicht mehr verändert. Da diese Untersuchungsreihe genau zum Zeitraum des Minimums bezüglich Anzahl und Höhe in Cuxhaven beginnt, sind Zweifel über die Korrektheit der Berechnung des Anstiegs – zumal er minimal ist – berechtigt.

In der Darstellung der höchsten Windstauwerte pro Sturmflutjahr (Abb. 12.9) verstärkt sich dieser Trend deutlich, nimmt in den letzten Jahren jedoch wieder ab. Die Höhe der Windstaumaxima um 1995 ist aber immer noch um 40 cm höher als 1940, wobei die Erhöhung wiederum vor allem in den sechziger Jahren erfolgte. Ab dann schwanken die Werte in mehr oder weniger großen Abweichungen um 250 cm.

Werden die Windstaumaxima nach Tidehoch- und Tideniedrigwasser getrennt über die Zeit betrachtet, so bestätigt sich kein bzw. nur ein geringer Anstieg der Windstaumaxima. In beiden Fällen steigt das Windstaumaximum um ca. 10 cm an.

In Helgoland ist bei Betrachtung der höchsten Windstaumaxima pro Sturmflutjahr ein Anstieg der Windstaumaxima von fast 40 cm zu berechnen. Werden sämtliche Windstauwerte miteinbezogen, so erhöht sich zwar die Spannbreite zwischen den höchsten und niedrigsten Werten und damit auch die absolute Höhe, ein Trend lässt sich dann aber kaum noch feststellen. Die Berechnung der 10-jährig übergreifenden Mittelwerte bestätigt dies und gibt keinen Trend in Richtung höherer Windstaumaxima an.

## 12.2.4 Der Abfall

Die Abfallneigung hat in Helgoland seit 1940 grundsätzlich von 10 h/m auf 11,5 h/m zugenommen (Abb. 12.10). Seit 1985 endet die bis dahin kontinuierliche Verlängerung im 10-jährig übergreifenden Mittel mit einem Maximum von 13 h/m und reduziert sich wieder auf 10,5 h/m. Bei Berechnung dieses linearen Trends ist allerdings zu berücksichtigen, dass die Neigung von 13 h/m bereits Mitte der fünfziger Jahre überschritten wurde. Da die 10-jährig übergreifenden Mittel erst 1940 beginnen und außerdem eine große Streuung der Daten 1950 bis 1960 vorliegt, muss der generelle Anstieg durch die ersten Daten verursacht worden sein. Ein Vergleich mit Cuxhaven zeigt allerdings, dass auch hier ein Anstieg der Abfalldauer vorliegt, der über eine Phase größerer Streubreite in den vierziger Jahren auf ein Niveau längerer Dauer gehoben wird (vgl. Kap. 11.2.4). Legt man diese Daten als Vergleich zugrunde, bestätigt sich die geringfügige Verlängerung der Dauer im Abfall.



Abb. 12.10: Entwicklung der Abfallneigung in Helgoland seit 1940 (10-jährig übergreifend)

Die Größenordnung von 10 h/m auf 11,5 h/m, in der sich die Verlängerung des Anstiegs bewegt, ist jedoch insgesamt irrelevant. Die maximalen Windstauwerte liegen bei 7 h/m, so dass eine Verlängerung der Dauer die Möglichkeit, dass dieser maximale Wert eintritt, verringert.

Es zeigt sich eine Verlängerung des Abfalls seit 1940, die sich in den letzten Jahren wieder reduziert. Die Verlängerung führt nicht zu einem größeren Risiko des Eintritts eines maximalen Windstauscheitels.

## 12.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

Die 10 höchsten Sturmfluten in Helgoland liegen zwischen 860 cm PN (16.2.1962) und 778 cm PN (20.12.1991) mit vorwiegend langen Anstiegsneigungen (6 von 10; 1 x 2 Scheitel), langer Scheiteldauer (6 von 10; 1 x 2 Scheitel) und überwiegend langem Abfall. Allerdings tritt die Kombination, dass alle drei Parameter lang sind, sehr selten auf; in der Regel ist eine kurze Komponente enthalten.

Hohe bis sehr hohe Sturmfluten werden durch langsame Windgeschwindigkeitszunahme, lange Scheiteldauern und langsames Abflauen der Windgeschwindigkeit gebildet.

# 12.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 60 Jahren in Helgoland

Die mittlere Windstaukurve für Helgoland ist nicht nur hinsichtlich der Veränderung des Sturmflutcharakters von Bedeutung, sondern auch als Vergleich der Veränderung der Windstaukurve vom tiefen Wasser vor dem Watt zur Küste.

Der mittlere maximale Windstauwert für Helgoland zeigt für den Beginn der Untersuchung (um 1940) weder große Differenzen zwischen den verschiedenen Auswahlkriterien der Windstaumaxima (alle Maxima, nur das höchste Maximum pro Sturmflutjahr und 10-Jahres-Mittel), noch zwischen den verschiedenen Berechnungsformen. So liegt der Ausgangswert 1940 bei 195 cm bis 205 cm. Bei den Werten um 1995 dagegen existiert eine sehr große Spannbreite: von 205 cm bei Zugrundelegung aller Maxima sowie der 10jährig übergreifenden Mittelwerte bis hin zu 245 cm bei Begrenzung der Daten auf den höchsten Windstauwert pro Jahr. Wieder wird deutlich, wie groß die Unterschiede je nach Datenauswahl sind. Es zeigt sich einmal mehr, dass die Bearbeitung des gesamten Sturmflutverlaufs über die Windstaukurve und der sich daraus ergebenden mittleren und maximalen Windstaukurve die tatsächliche Entwicklung wesentlich genauer erfasst und zwingend notwendig ist, um die Änderung des Sturmflutklimas und deren Auswirkungen zu erfassen. Um die Veränderung hervorzuheben, wird hier als mittlerer maximaler Wert 240 cm gewählt. Es ist davon auszugehen, dass die dargestellten Windstaukurven mit diesem Maxima etwa 1 h bis 3 h nach Tideniedrigwasser auftreten.

Ein Vergleich der Windstaukurven (Abb. 12.11 u. Abb. 12.12) zeigt, dass die Veränderungen in Helgoland in den letzten knapp 60 Jahren relativ groß sind. So verlängern sich Anstieg (von 7,5 h/m auf 9 h/m) und Abfall (von 10 h/m auf 11,5 h/m) um jeweils 1,5 Stunden. Die Differenz im Abfall stellt eine Tendenz zu längeren Sturmfluten mit erhöhten nachfolgenden Tiden dar. Bei einem Windstaumaxima von 240 cm und 10 h/m Abfall bedeutet 1,5 h/m jedoch nur eine geringe Verlängerung der Windstaukurve. Der längere Anstieg verlängert die Windstaukurve ebenso. Die Möglichkeit, dass ein maximaler Windstauscheitel eintritt, wird damit unwahrscheinlicher.

Insgesamt zeigt Helgoland nach Norderney den größten Anstieg in der Dauer. Dies ist damit zu erklären, dass die Berechnungen 1940 beginnen, das heißt dem "Tal" von Dauer, Höhe und Häufigkeiten der Sturmfluten. Es ist anzunehmen, dass der Anstieg geringer wäre, wenn die Ausgangsbasis auch bei diesen Pegeln 1900 gewesen wäre.





Abb. 12.11: Mittlere Windstaukurve in Helgoland um 1940



Abb. 12.12: Mittlere Windstaukurve in Helgoland um 2000

In Helgoland hat sich die mittlere Windstaukurve seit 1940 deutlich in Abfall- und Anstiegsneigung abgeflacht. Tendenzen zum beschleunigten Erreichen maximaler Windstauhöhen aufgrund des Anstiegs und der Scheiteldauer sind durch den Vergleich der mittleren Windstaukurven nicht zu erkennen.

#### 12.5 Die maximale Windstaukurve in Helgoland

Die maximale Windstaukurve in Helgoland geht von einem Windstaumaximum von 330 cm aus (Abb. 12.13). Dieser Wert ergibt sich aus den Korrelationen der Parameter, die auf das Windstaumaximum bezogen sind. Werden zum Vergleich die Berechnungen der Überschreitungswahrscheinlichkeit für die Windstauhöhen getrennt nach Niedrigwasser und Hochwasser herangezogen, so zeigt sich, dass der Wert relativ hoch angesetzt ist. Für 1:100 Jahre wird für Windstaumaxima um Tnw eine Höhe von etwa 310 cm berechnet, um Thw von etwa 290 cm (SIEFERT, 1998). Der Kurvenverlauf der Daten ist jedoch nicht asymptotisch. Demzufolge ist davon auszugehen, dass die Datenreihe nicht lang genug ist und/oder die maximal möglichen Höhen noch nicht annähernd erreicht wurden. So muss zwangsläufig der maximale Wert, der sich aus den Sturmfluten und deren inneren Abhängigkeiten ergibt, wesentlich höher sein.

Werden zur weiteren Kontrolle die Ergebnisse von OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) hinzugezogen, so zeigt sich bei der Regressionsberechnung für Thw über Gumbel ein Ergebnis von 330–340 cm; alle anderen Funktionen ermitteln Windstaumaxima, die als viel zu hoch einzustufen sind. Für die Berechnung bei Tnw liegen die Höhen für 99.0 bei Weibull bei 380 cm, bei Gumbell sowie bei Log-Weibull und Weibull-3 bei 340 cm und bei Weibull-2 bei 310 cm. Demzufolge befindet sich der aus der inneren Abhängigkeit der Daten ermittelte Wert von 310 cm gut im Rahmen dieser stark streuenden Werte. Auch hier wird deutlich, dass eine Betrachtung der gesamten Sturmflutverläufe zwingend ist, um gegenwärtige und zukünftige Entwicklungen herauszuarbeiten.

Die maximale Windstaukurve in Helgoland kann in dieser Form die Kurve für einen maximalen Scheitel sein und in dieser Höhe auch bei Hochwasser auftreten. Zusätzlich kann aber auch eine große Scheiteldauer möglich werden, so dass sehr hohe Sturmfluten bei maximaler Höhe länger andauern können.



Abb. 12.13: Maximale Windstaukurve für Helgoland

Die maximale Windstaukurve für Helgoland weist einen Anstieg von 5,5 h/m, eine Scheiteldauer von 4 h und einen Abfall von 7 h/m auf. Sie ist damit deutlich länger als die maximale Windstaukurve in Cuxhaven. Da sie in dieser Form auch bei Thw auftreten kann, bildet sie somit auch die Windstaukurve für eine sehr schwere Sturmflut ab.

# 12.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Helgoland

- Es zeigt sich eine Tendenz zu flacheren Anstiegsneigungen. Es besteht also keine Tendenz zu höheren Windstaumaxima, sondern zu Maxima, die durch flachere Anstiegsneigungen gebildet werden. Ein höheres Windstaumaximum als bisher würde bei einer Neigung von 5,5 h/m eintreten. Da die Windentwicklung in den letzten Jahren keineswegs auf steilere Anstiegsneigungen hinweist, besteht keine Gefahr des "beschleunigten" Eintretens eines maximalen Windstauwertes.
- 2. Da die Scheiteldauer keine Tendenz zur Verlängerung oder Verkürzung in den letzten 60 Jahren aufweist, lässt sich aus dieser Entwicklung keine geänderte Gefahrensituation in Hinblick auf höhere Scheitel erkennen. Aus dem Sturmflutklima lässt sich ebenfalls keine "beschleunigte" Entwicklung zu höheren Scheiteln ablesen.
- 3. Die Windstauscheitelhöhe zeigt bei Berechnung der Entwicklung einen Trend zu geringfügig größeren Höhen um jeweils 10 cm. Wird der Trend über die Zeit mit dem höchsten Windstaumaximum pro Sturmflutjahr ermittelt, zeigt sich ein Anstieg in der Größenordnung von 40 cm in den letzten 60 Jahren.
- 4. In der Tendenz nimmt der Abfall seit 1940 zu, verringert sich in den letzten Jahren aber wieder. Die Verlängerung führt zu keinem größeren Risiko des Eintritts eines maximalen Windstauscheitels.

- 13. Die Windstauparameter in Norderney
- 13.1 Korrelation der Windstauparameter
- 13.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

In Norderney treten die meisten Windstaumaxima zwischen 140 cm und 330 cm bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 8 h/m auf.

Bei einer Anstiegsneigung zwischen 4 h/m und 9 h/m mit einer Windstauhöhe von 165 cm bis 280 cm befinden sich 58 % aller Windstaumaxima (Abb. 13.1). In der sich nach außen anschließenden Ellipse mit den Eckdaten 2 h/m bis 12 h/m und 140 cm bis 300 cm liegen nur noch 26 % aller Windstaukurven von Norderney. Die verbleibenden ca. 16 % werden von einer Ellipse mit 110 cm bis 330 cm Höhe bei Anstiegsneigungen zwischen 2 h/m und 14 h/m umfasst. Insgesamt ist die Streubreite dieser Korrelation in Norderney im Vergleich zu Cuxhaven und Helgoland recht gering. Ausnahme bilden sechs Extremwerte, die bei Anstiegsneigungen zwischen 15 h/m bis 34 h/m maximal 245 cm erreichen.

In Norderney werden Windstaumaxima zwischen 140 cm und 330 cm erreicht. Sie treten bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 8 h/m auf.

Hohe Windstaumaxima ab 300 cm wurden bisher von kurzen Anstiegsneigungen mit 2 h/m gebildet, sehr hohe Windstaumaxima allerdings von den Anstiegsneigungen, die alle Windstaumaxima bilden könnten, nämlich zwischen 7 h/m und 9 h/m. Ebenso wie in Helgoland lässt sich auch hier nicht aussagen, dass hohe Windstaumaxima von steilen Anstiegs-



Abb. 13.1: Parameterauswertung aller Windstaukurven in Norderney seit 1936: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Häufigkeit)

neigungen gebildet werden, sondern vielmehr, dass sehr hohe Scheitel eine mittlere Anstiegsneigung aufweisen, bei der die grundsätzliche Bildung eines Windstaus am wahrscheinlichsten ist. Bei genauerer Betrachtung lassen sich jedoch auch hier Korrelationslinien erkennen (Abb. 13.2).



Abb. 13.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Norderney seit 1936: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum (Einhüllende)

Ebenso wie in Cuxhaven lässt sich aus ihnen ein maximaler Wert ablesen, der für die Darstellung einer maximalen Windstaukurve genutzt werden kann. Dieser Wert, berechnet aus einer Anstiegsgeraden mit 3 h/m, beträgt 340 cm.

Die Korrelation von Windstaumaximum und Anstiegsneigung ergibt einen maximalen Windstauwert von 340 cm bei einem Anstieg von 3 h/m.

# 13.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Die Scheiteldauern in Norderney betragen zwischen 2 h und 30 h (Abb. 13.3). Das bedeutet, dass Windstaumaxima bis 210 cm bei allen Scheiteldauern auftreten, höhere Windstaumaxima aber nur von geringeren Dauern erreicht werden. Während Windstaumaxima von 210 cm noch von Scheiteldauern bis 27 h gebildet werden, weisen Windstaumaxima von 315 cm nur noch Scheiteldauern von 10 h und Maxima größer als 318 cm lediglich Scheiteldauern von 5 h bis 3 h auf. Deutlich wird hieran, dass hohe Windstaumaxima von kürzeren Scheiteln gebildet werden. Aus der Verbindung extremer Windstaumaxima ergibt sich ein maximaler Wert von fast 340 cm. Da die niedrigsten Dauern um 2 h schwanken, ist nicht davon auszugehen, dass sie bei 340 cm kürzer werden.



Abb. 13.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Norderney seit 1936: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Hohe Windstaumaxima werden von kurzen Scheiteln gebildet. Ein maximaler Windstauwert von 340 cm würde von einer Scheiteldauer von 2 h gebildet werden.

## 13.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

Auch in Norderney liegt eine große Streuung bei der Korrelation Abfallneigung zu Windstaumaximum vor (Abb. 13.4). Zwar werden nur geringe Windstaumaxima bei sehr langen Abfallneigungen erreicht (bei 31 h/m 155 cm), bei 20 h/m existieren jedoch noch Maxima von 240 cm, bei 17 h/m Abfallneigung sogar noch von 300 cm.

Trotzdem liegt bei den maximalen Werten mit 7 h/m kein sehr langer Abfall vor. Er ist aber dennoch so groß, dass auch hier von einem raschen Zusammenbrechen des Windes nach Erreichen eines sehr hohen Windstaumaximums nicht gesprochen werden kann.

Die Verbindung der äußeren Maxima ergibt wiederum einen Grenzwert, der wie im Anstieg bei 340 cm liegt. Die Werte und Kurven lassen nicht rückschließen, dass eine sehr kurze Abfallneigung bei diesem Wert vorkommen würde. Es ist eher eine Neigung zwischen 5 h/m und 7 h/m zu erwarten, so dass für die maximale Windstaukurve eine Abfallneigung von 6 h/m festgelegt werden kann.

In Norderney treten relativ große Windstauhöhen bei langen Abfallneigungen auf. Maximale Windstauwerte werden zwischen 5 h/m und 7 h/m erreicht.



Windstaumaximum [cm]
340 cm]

Abb. 13.4: Parameterauswertung der Windstaukurven in Norderney seit 1936: Abfallneigung zu Windstaukurven in Norderney seit 1936: Abfalleukurven in Norderney seit 1936: Abfalleukurven in Norderney seit

staumaximum

240

260

280

300

320

340

360

220

13.2 Entwicklung der Parameter

Die Entwicklung der Parameter während der letzten 60 Jahre werden mit einem 10-jährig übergreifenden Mittel berechnet, um die generelle Entwicklung besser erkennen zu können.

### 13.2.1 Der Anstieg

In Norderney lässt sich ein eindeutig linearer Trend zu einer längeren Anstiegsdauer in einer Größenordnung von 5,5 h/m – 7 h/m für 1945 (je nach Berechnungsart) auf 8 h/m – 9 h/m für 1995 ermitteln (Abb. 13.5). Werden jedoch die Daten der drei letzten Jahre 1992–1995, die aufgrund der geringen Datenlage (noch) nicht als neuer Trend anzusehen sind, aus der Berechnung herausgenommen, so ergibt sich insgesamt ein Trend von 6 h/m auf 7,5 h/m. Aus den Daten ließe sich auch ein sprunghafter Anstieg erkennen, der Anfang der sechziger Jahre ebenso zu einer Verlängerung der Anstiegsneigung von 6 h/m auf 7,5 h/m führt. Das heißt, dass in der Tendenz die Windgeschwindigkeit in den letzten Jahrzehnten langsamer ihr Maximum erreicht. Der erneute Anstieg zu Beginn der neunziger Jahre bestätigt diesen Trend zu einer längeren Anstiegsneigung.

Es liegt eine Tendenz zu einem langsameren Anstieg der Windgeschwindigkeit vor.

### 13.2.2 Die Scheiteldauer

Sehr hohe Windstaumaxima werden bei Scheiteldauern von 2 h bis 3 h erreicht. In Norderney weist die Scheiteldauer jedoch weder linear noch sprunghaft eine Tendenz zu einer Verkürzung oder Verlängerung auf (Abb. 13.6). Daher kann von der Scheiteldauer kein erhöhtes Risiko in Richtung höherer Windstaumaxima abgeleitet werden.

314

0

120

140

160

180

200



Abb. 13.5: Entwicklung der Anstiegsneigung in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)



Abb. 13.6: Entwicklung der Scheiteldauer in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)

Die Scheiteldauer in Norderney zeigt in ihrer Entwicklung keinerlei Veränderung.





13.2.3 Die Windstauscheitelhöhe

Abb. 13.7: Entwicklung des Windstaumaximums in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)

Die Windstauscheitelhöhe in Norderney zeigt im 10-jährig übergreifenden Mittel einen Anstieg um gut 10 cm (Abb. 13.7). Die Spannbreite in der Darstellung sämtlicher Windstaumaxima (Abb. 13.8) reicht 1937 von 184 cm bis 282 cm, nimmt dann in den sechziger Jahren auf 167 cm bis 313 cm leicht zu, um nach kurzer Reduzierung eine maximale Spannbreite von 139 cm bis 332 cm in den 80er-Jahren zu erreichen. In den neunziger Jahren nimmt die Spannbreite wieder deutlich ab – sowohl durch Anstieg der niedrigen Werte als auch durch Verringerung der hohen Werte. Es kann also fast von einem wellenförmigen Verlauf gesprochen werden, indem die Daten phasenweise mal eine größere und mal eine geringere Spannbreite aufweisen. Bei der Berechnung eines Trends zeigt sich nahezu kein Anstieg, bei einer polynomischen Trendberechnung dritter Ordnung wird sogar ein Abfall berechnet.

Werden die maximalen Windstauwerte pro Jahr betrachtet (Abb. 13.9), erhöhen sich die Werte Anfang der sechziger Jahre über die 300-cm-Marke und bleiben in ihren maximalen Höhen auf diesem Niveau, wobei der höchste Windstauwert von 1982 der insgesamt niedrigste Wert ist. Wird ein Trend berechnet, ergibt sich ein Anstieg von etwa 30 cm.

Bei einer differenzierten Betrachtung der Windstaumaxima nach den Tidephasen zeigt sich in der Entwicklung, dass die Windstaumaxima bei Tideniedrigwasser insgesamt um ca. 5 cm absinken und bei Tidehochwasser um 10 cm ansteigen.

Das Windstaumaximum steigt seit 1936 sowohl bei der Berechnung über die 10-jährig übergreifenden Mittelwerte als auch bei der Betrachtung aller Windstaumaxima nur geringfügig an. Werden zur Trendberechnung die höchsten Windstaumaxima pro Jahr zugrunde gelegt, so lässt sich ein Ansteigen von ca. 30 cm ermitteln.



Abb. 13.8: Entwicklung der Windstaumaxima in Norderney seit 1936 (unabhängig von der Tidephase)



Abb. 13.9: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Norderney seit 1936 (unabhängig von der Tidephase)
## 13.2.4 Der Abfall

In Norderney nimmt die Abfallneigung tendenziell von 8 h/m auf 9,5 h/m zu (Abb. 13.10). Die höchsten Windstaumaxima treten bei relativ steilen Abfallneigungen auf, d.h. wenn der Wind mit 5 h/m bis 7 h/m abflacht (Abb. 13.4). Das bedeutet, dass der Trend zu flacherer Abfallneigung die Möglichkeit von hohen Windstaumaxima verringert.



Abb. 13.10: Entwicklung der Abfallneigung in Norderney seit 1936 (10-jährig übergreifend)

Der Abfall verlängert sich tendenziell und verringert damit die Möglichkeit des Eintretens eines maximalen Windstauwertes.

## 13.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

Die 10 höchsten Sturmfluten in Norderney haben eine Scheitelhöhe von 849 cm bis 910 cm PN. Ebenso wie die Korrelation Anstiegsneigung zu Windstaumaximum weisen auch die 10 höchsten Sturmflutscheitel eine lange Anstiegsneigung auf, die im Grenzbereich zu kurz, d.h. zwischen 6,5–7 h/m und 9 h/m liegt. Eine Ausnahme bildet die Sturmflut vom 3.1.1976 mit einem besonders kurzen Anstieg von nur 1,5 h/m. Dagegen benötigt eine sehr hohe Windstaukurve in Norderney nur eine kurze Scheiteldauer. In den bisher aufgetretenen hohen und sehr hohen Sturmfluten war dies nicht der Fall; es lag immer eine lange Scheiteldauer vor. Die Sturmflut vom 21.1.76 hatte zwar eine kurze Scheiteldauer, allerdings existieren hier zwei Windstauscheitel, so dass es sich insgesamt um eine lange Scheiteldauer handelte. Beim Abfall entsprechen die bisher eingetretenen Windstaumaxima einer maximalen Windstaukurve in Norderney. Demzufolge muss für eine schwere Sturmflut in Norderney neben einer Anstiegsneigung zwischen 3 h/m und 7 h/m eine lange Scheiteldauer vorhanden sein, um das Windstaumaximum über die Tide zum Tidehochwasser "hinwegzuziehen".

Die 10 höchsten Sturmfluten wurden von langen Anstiegen, langen Scheiteldauern und langen Abfällen gebildet. Eine Windstaukurve, die einen hohen bis sehr hohen Tidehochwasserscheitel bewirken soll, muss eine lange Scheiteldauer vorweisen.

# 13.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 70 Jahren in Norderney

Der mittlere maximale Windstauwert, berechnet aus der Trendlinie für 1936, schwankt zwischen 215 cm (errechnet aus den 10-jährig übergreifenden Mittelwerten) und 230 cm (basierend auf den maximalen Windstauwerten pro Jahr) (Abb. 13.11). Da bei Berechnung eines Trends über sämtliche Windstaumaxima ebenfalls ein Ausgangswert von 230 cm zu ermitteln ist, wird dieser Wert als Windstaumaximum für 1930 bestimmt. Für den maximalen Windstauwert 1995 wird 260 cm festgelegt, da dieser den maximal möglichen Anstieg repräsentiert (Abb. 13.12).

Da sich in Norderney die Windstaumaxima relativ gleichmäßig auf die Tidephasen verteilen, können die dargestellten Windstaukurven zu allen Tidephasen auftreten. Bei Tidehochwasser werden sie dabei rund 20 cm niedrigere Windstaumaxima erreichen als bei Niedrigwasser.



Abb. 13.11: Mittlere Windstaukurve in Norderney um 1930





Abb. 13.12: Mittlere Windstaukurve in Norderney um 2000

Es zeigt sich, dass die Windstaukurve in Norderney insgesamt deutlich länger geworden ist. So ist der Anstieg von 6 h/m auf 7,5 h/m und der Abfall von 8 h/m auf 9,5 h/m gestiegen. Diese Entwicklung lässt eindeutig auf eine Zunahme von Kettentiden schließen, gleichzeitig aber auch auf eine Verringerung der Gefahr des Eintritts eines maximalen Windstaus.

## 13.5 Die maximale Windstaukurve in Norderney

Die maximale Windstaukurve in Norderney hat 340 cm im Maximum und besteht aus 3 h im Anstieg, 2 h in der Dauer und 6 h im Abfall (Abb. 13.13).

Werden auch hier zur Kontrolle die Berechnungen der Überschreitungswahrscheinlichkeit hinzugezogen, bestätigt sich dieser Wert für Windstaumaxima bei Tideniedrigwasser. Da er fast idealtypisch einer Asymptote entspricht, ist er als Wert einer Eintrittswahrscheinlichkeit von 1:200 Jahren geeignet, zumal die Höhe bei Thw um 270 cm liegt.

Die Untersuchungen von OUMERACI und KORTENHAUS (1998), die verschiedene Verteilungsfunktionen für die Windstaumaxima getrennt nach Tideniedrig- und Tidehochwasser berechnet haben (s. Kap. 11.5), zeigen, dass für die Windstaumaxima um Thw mit Gumbel 350 cm und mit Weibull-3 etwa 340 cm bei je 99.0 berechnet werden kann. Bei Tnw ergibt sich mit Gumbel 380 cm, mit Mod Rayleigh 375 cm und Weibull-3 etwa 370 cm bei je 99.0. Sie liegen damit allesamt wesentlich höher als die hier als maximaler Windstauwert angegebene Höhe. Dies ist damit zu begründen, dass erstens Regressionsrechnungen immer unendlich sind, auch wenn die Naturgegebenheiten dies unmöglich erscheinen lassen, und zweitens von OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) selbst eingeschränkt wird, dass Prognosenbildungen in diesem Fall nicht fundiert und abgesichert möglich sind. Hier wird erneut deutlich, dass die zukünftige Entwicklung nicht anhand der Betrachtung eines einzelnen Punktes der Sturmflut – unabhängig ob Sturmflut- oder Windstauscheitel – möglich ist, sondern vielmehr der gesamte Verlauf und dessen innere Abhängigkeiten hinzugezogen werden müssen.



Abb. 13.13: Maximale Windstaukurve für Norderney

In Norderney lagen die Windstaumaxima zur Tidephase bisher bei schweren bis sehr schweren Sturmfluten in etwa gleichmäßig verteilt um Hoch- und Niedrigwasser. Demzufolge kann die hier dargestellte Kurve auch zu einer sehr schweren Sturmflut führen. Dazu muss allerdings ergänzend eine lange Scheiteldauer vorhanden sein.

13.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Norderney

- Der Anstieg verlängert sich. Die Tendenz von 5,5 h/m 6 h/m auf 7,5 h/m 8 h/m bedeutet, dass die Anstiegsgeschwindigkeit in die Richtung tendiert, in der die meisten Sturmfluten und Windstauhöhen vorkommen. Ein sehr hoher Windstauwert wird jedoch mit einer Anstiegsgeschwindigkeit zwischen 3 h/m und 6 h/m erreicht. Demzufolge bedeutet diese Tendenz zu langsamen Windgeschwindigkeitsänderungen, dass die Möglichkeit des Eintritts eines sehr hohen Windstauscheitels geringer wird.
- 2. Die Windstaumaxima weisen bei der Berechnung eines Trends über sämtliche Windstauwerte und im 10jährig übergreifenden Mittel nahezu keinen Anstieg auf. Werden nur die höchsten Windstauwerte pro Jahr zu Grunde gelegt, wird ein Anstieg von 30 cm über den gesamten Zeitraum ermittelt, der jedoch in den letzten Jahren wieder rückläufig ist.
- 3. Die Scheiteldauer zeigt keinerlei Tendenz, weder zur Verlängerung noch zur Verkürzung. Demzufolge bleibt das Risiko des Eintritts eines hohen Scheitels bezüglich der Scheiteldauer wie in den letzten Jahrzehnten.
- 4. Die Abfallgeschwindigkeit nimmt von 8 h/m auf 9,5 h/m ab. Da sehr hohe Windstaumaxima bisher bei Abfallgeschwindigkeiten zwischen 5 h/m und 7 h/m erreicht wurden und davon auszugehen ist, dass bei höheren Maxima dies auch der Fall sein wird, forciert die Abfallneigung das Risiko eines sehr hohen Windstaumaximums nicht.

#### 14. Die Windstauparameter in Wittdün

14.1 Korrelation der Windstauparameter

Die Korrelationen der Windstauparameter für Wittdün zeigen eine große Ähnlichkeit mit denen von Cuxhaven. Dies ist deshalb überraschend, da Unterschiede zwischen diesen Pegeln vor allem aufgrund der unterschiedlichen Topographie zu erwarten waren. Demzufolge müsste es drei Gruppen geben: Küstenpegel (Cuxhaven), Tiefes Wasser vor dem Watt (Helgoland) und vorgelagerte Wattinsellage (Norderney und Wittdün).

## 14.1.1 Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

Für Wittdün zeigt sich eine große Spannbreite in der Anstiegsneigung (Abb. 14.1). Zwar liegt der größte Teil der Windstaukurven zwischen 5 h/m und 10 h/m mit Windstaumaxima von 190 cm und 280 cm; darüber hinaus ist aber eine recht gleichmäßige Verteilung vorzufinden.

Auch für Wittdün ist, ebenso wie für Cuxhaven, festzustellen: Je kleiner die Anstiegsneigung ist, desto höher kann das Windstaumaximum werden. Ebenso lässt sich hier der Umkehrschluss bilden, dass sehr kleine Windstaumaxima (bis 160 cm) nicht von Anstiegsneigungen < 5 h/m gebildet werden.

Aufgrund der eindeutigen Korrelation "je kürzer desto höher" lässt sich auch für Wittdün ein Grenzwert ermitteln. Wird ein Bogen angelegt, so würde dieser Wert bei 370 cm liegen, also bei einem bereits eingetretenen Wert; wird er linear ermittelt, ergibt sich 390 cm. Da über die Berechnung der Überschreitungswahrscheinlichkeit kein eindeutiger maximaler



Abb. 14.1: Parameterauswertung der Windstaukurven in Wittdün seit 1914: Anstiegsneigung zu Windstaumaximum

Wert zu ermitteln ist, sollte in diesem Fall die Spannbreite berücksichtigt werden, die zwischen 370 cm und 390 cm bei einer Anstiegsneigung von 1 h/m liegt.

Hohe und sehr hohe Windstaumaxima werden von kurzen Anstiegsneigungen gebildet. Eine Grenzwertspanne von 370 cm bis 390 cm liegt bei einer Anstiegsneigung von 1 h/m.

# 14.1.2 Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Auch die Scheiteldauer zeigt eine relativ gleichmäßige Verteilung bei der Darstellung Windstaumaxima im Verhältnis zu Scheiteldauer (Abb. 14.2). Zwischen 2 h und 4 h treten alle Windstauhöhen von 110 cm bis 370 cm auf. Für lange Dauern gibt es auch hier wieder eine Grenzhöhe von 200 cm, die noch bei einer Dauer von fast 30 h auftritt. Oberhalb dieser Höhe gilt: je kürzer die Scheiteldauern, desto höher kann ein Windstaumaximum sein. Ebenso wie in Norderney und Helgoland treten aber die höchsten Windstaumaxima nicht bei ganz kurzen Scheiteldauern auf, sondern bei der häufigsten Dauer zwischen 3 h und 5 h.

Es lässt sich auch hier ein Grenzwert ermitteln, welcher bei Berechnung einer Einhüllenden bei 370 cm einen Wert von 3 h aufweist und bei 390 cm etwa einen von 2,5 h.



Abb. 14.2: Parameterauswertung der Windstaukurven in Wittdün seit 1914: Scheiteldauer zu Windstaumaximum

Je kürzer die Scheiteldauer, desto höher wird das Windstaumaximum. Höchste Windstaumaxima treten bei 2,5 h bis 3 h auf.

## 14.1.3 Abfallneigung zu Windstaumaximum

Auch bei der Abfallneigung zeigt sich eine große Streubreite (Abb. 14.3). Der Bereich größter Häufigkeit liegt zwischen 5 h/m und 12 h/m bei einer Windstauhöhe zwischen 180 cm und 290 cm. Nahezu alle Windstaumaxima treten bei einer Abfallgeschwindigkeit von 7 h/m auf.

Die Abhängigkeiten der Windstaumaxima von der Abfallneigung stellen sich wiederum so dar, dass bei den flachsten Abfallneigungen bis zu 27 h/m Windstaumaxima von höchstens 200 cm auftreten. Von dieser Höhe an gilt auch hier die Aussage: je kürzer der Abfall, desto höher das Windstaumaximum. Ebenso wie bei allen anderen Pegeln gilt dies nicht bis ins Unendliche. Offensichtlich gehört zum kurzen Anstieg und kurzen Scheitel auch hier ein längerer Abfall, der nach den bisherigen Werten um 7 h/m liegt.

Legt man den Grenzwert 390 cm fest, ergibt sich bei linearer Verbindung eine Abfallneigung von 5,5 h/m. Auch hier ist es jedoch sinnvoller, die Gruppierung an hohen Windstaumaxima um 7 h/m zu berücksichtigen. Für eine maximal mögliche Windstaukurve sollte deshalb der Wert 7 h/m zugrunde gelegt werden.



Abb. 14.3: Parameterauswertung der Windstaukurven in Wittdün seit 1914: Abfallneigung zu Windstaumaximum

Es ist kein direkter Zusammenhang zwischen Abfallkennzahl und Windstaumaximum zu erkennen. Sehr hohe Windstaumaxima werden bei einer Abfallkennzahl von 7 h erreicht.

## 14.2 Entwicklung der Parameter

Die Entwicklung der Parameter in den letzten 80 Jahren werden mit einem 10-jährig übergreifenden Mittel berechnet, um die generelle Entwicklung besser erkennen zu können.

## 14.2.1 Der Anstieg

Für Wittdün lässt sich für den Zeitraum 1914 bis 1995 tendenziell eine deutliche Aufsteilung der Anstiegsneigung von 8,5 h/m auf 7,5 h/m berechnen (Abb. 14.4). Es liegt aber eine relativ große Spannbreite vor, die in den sechziger Jahren ihren Höhepunkt erreicht, sich aber in den letzten Jahren auf niedrigerem Niveau einpendelt. Die große Spannbreite lässt die Annahme zu, dass eine Verlängerung der Anstiegsneigung in den nächsten Jahren möglich ist.



Abb. 14.4: Entwicklung der Anstiegsneigung in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)

Für Wittdün gilt ebenso wie für Cuxhaven, dass steilere Anstiegsneigungen höhere Windstaumaxima produzieren. Das bedeutet, dass durch die allgemeine Verkürzung des Anstiegs das Risiko zu sehr hohen Scheiteln wächst. Da aber eine Neigung von 7,5 h/m nicht zu Extremwerten führt, hat diese Tendenz keine Auswirkungen auf ein erhöhtes Risiko des Eintretens eines maximalen Windstauwertes von 370 cm bis 390 cm.

Der Anstieg verkürzt sich insgesamt deutlich um 1 h/m. Da aber eine Anstiegsneigung von 7,5 h/m nicht zu Extremwerten führt, hat diese Tendenz keine Auswirkungen auf ein erhöhtes Risiko des Eintretens eines sehr hohen Windstauwertes.

#### 14.2.2 Die Scheiteldauer

Die Scheiteldauer weist ebenso wie die Anstiegsneigung eine deutliche Verkürzung auf (Abb. 14.5). Sie nimmt von 7,2 h auf 6,2 h ab.

Hohe bis sehr hohe Windstauwerte werden in Wittdün bei einer mittleren Dauer, zwischen 3 h und 5 h, erreicht (vgl. 14.1.2). Eine Verkürzung im mittleren Bereich der Scheiteldauer bedeutet also in der Tendenz die erhöhte Eintrittswahrscheinlichkeit eines sehr hohen Windstauwertes. Allerdings wird bei einer Scheiteldauer von 6,2 h kein Maximalwert des Windstaus erreicht. Dagegen sind bei 6,2 h nahezu alle anderen Windstauhöhen zu finden, so dass eine Tendenz in Richtung größerer Unberechenbarkeit der Höhe des Windstaumaximums im Hinblick auf die Scheiteldauer vorhanden ist.

Die Scheiteldauer zeigt in ihrer Entwicklung eine deutliche Verkürzung. Eine Reduzierung auf rund 6 h führt jedoch nicht zu einem erhöhten Risiko des Eintritts eines sehr hohen Windstaumaximums.



Abb. 14.5: Entwicklung der Scheiteldauer in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)

#### 14.2.3 Die Windstauscheitelhöhe

Die maximale Windstauscheitelhöhe in Wittdün zeigt im 10-jährig übergreifenden Mittel einen deutlichen Anstieg von rund 20 cm (Abb. 14.6). Werden sämtliche Windstaumaxima pro Jahr betrachtet (Abb. 14.7), bestätigt sich dieser Trend (polynomisch 2. Grades), wobei hier keine Veränderung der Spannbreite vorliegt, die ja bei der 10-jährig übergreifenden Mittelwertbildung den Anstieg eliminieren würde. Vielmehr erhöhen sich tendenziell die niedrigsten Windstauwerte, so dass sich der Trend weniger durch den Anstieg der höchsten Werte errechnet (von 354 cm in den zwanziger Jahren auf 364 cm in den neunziger Jahren) als vielmehr durch die Erhöhung der niedrigen Windstaumaxima.



Abb. 14.6: Entwicklung des Windstaumaximums in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)



Abb. 14.7: Entwicklung der Windstaumaxima in Wittdün seit 1914 (unabhängig von der Tidephase)

Werden die höchsten Windstaumaxima pro Jahr im Verlauf der letzten fast einhundert Jahre untersucht (Abb. 14.8), so verstärkt sich o.g. Trend deutlich, was wiederum mit der besagten Erhöhung der niedrigen Windstaumaxima zu erklären ist. Bei den höchsten Windstaumaxima pro Jahr liegt ein deutlicher, kontinuierlicher Anstieg von nahezu 60 cm seit 1916 vor. Werden die Windstauscheitel getrennt nach Tidehoch- und -niedrigwasser in ihrer Entwicklung betrachtet, so kann bei beiden kein Anstieg festgestellt werden.



Abb. 14.8: Entwicklung des höchsten Windstaumaximums pro Sturmflutjahr in Wittdün seit 1914 (unabhängig von der Tidephase)

## 14.2.4 Der Abfall

Die Neigung im Abfall der Windstaukurve zeigt in ihrer Entwicklung eine leichte Zunahme in Richtung Abflachung des Abfalls, der nicht signifikant ist (Abb. 14.9).

## 14.3 Auswirkungen der Parameter auf die Sturmflutscheitelhöhe

Werden die 10 höchsten Sturmflutscheitel in Wittdün herausgegriffen, so zeigt sich, dass vier von ihnen von einem kurzen Anstieg gebildet werden, drei weitere von einem kurzen Anstieg im Rahmen von 2 Scheiteln und nur vier von einem langen Anstieg. Die Scheitelhöhe der 10 höchsten Sturmfluten liegt zwischen 861 cm PN (23.1.1993) und 914 cm PN (16.2.1962). Im Gegensatz zu Cuxhaven ist hier die höchste Sturmflut jene vom 16.2.1962 und wird von einem langen Anstieg gebildet. Dieser liegt mit einer Neigung von 6,5 h/m, ebenso wie in Cuxhaven, im Grenzbereich zu kurz und befindet sich mit einem Windstaumaximum von 308 cm im Rahmen der Korrelation: je höher das Windstaumaximum, desto kürzer die Anstiegsneigung. Diese Sturmflut hat mit einem Windstaumaximum von 308 cm



Abb. 14.9: Entwicklung der Abfallneigung in Wittdün seit 1914 (10-jährig übergreifend)

noch nicht das maximal erreichbare Windstau- und damit auch nicht das Scheitelmaximum. Die nachfolgenden, niedrigeren Sturmfluten werden von kurzen Anstiegen gebildet. Ebenso wie die maximal mögliche Windstaukurve, die von einem kurzen Anstieg, einem kurzen Scheitel und einem langen Abfall gebildet wird, benötigt eine Sturmflut zum Erreichen eines sehr hohen Scheitels mindestens eine lange Komponente. Diese wurde bisher häufig, wie bei der maximal möglichen Windstaukurve, von einem langen Abfall gebildet, seltener ergänzt durch eine lange Dauer. Im Extremfall wird die lange Komponente sogar durch zwei Windstauscheitel in einer langen Windstaukurve gebildet. Es ist demzufolge davon auszugehen, dass die maximal mögliche Windstaukurve gleichzusetzen ist mit der Windstaukurve, die bei einem maximalen Sturmflutscheitel auftritt.

In Wittdün liegt ein eindeutiger Peak der Sturmflutanzahl um Tnw vor. Die 10 höchsten Sturmfluten zeigen aber eine deutlich halbierte Verteilung, d.h. 50 % traten 1 h vor Tnw und 50 % 1 h vor Thw auf, so dass sich bestätigt, dass die maximal mögliche Windstaukurve auch jene ist, die ihr Maximum um Thw haben kann und eine maximale Sturmflut entstehen lässt.

Die 10 höchsten Sturmfluten wurden von kurzen bis mittellangen Anstiegen gebildet. Damit die hohen Windstaumaxima zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten führen können, muss mindestens eine lange Komponente enthalten sein. Diese wird in der Regel von einem langen Abfall gebildet und seltener von einer langen Scheiteldauer ergänzt.

# 14.4 Veränderung des Charakters der Windstaukurven in den letzten 90 Jahren in Wittdün

Auch für Wittdün wird zur Erfassung der Änderung des Charakters der Windstaukurven eine mittlere Tidekurve für die erste Hälfte und eine weitere für das Ende des 20. Jahrhunderts errechnet.

Bei der Berechnung des mittleren maximalen Windstauwertes zeigen sich auch in Wittdün große Differenzen (s.o.). Im Gegensatz zu Cuxhaven schwankt hier aber nicht der Ausgangswert (mit 220–230 cm), sondern vielmehr der Wert für 1995, der je nach den zugrunde liegenden Maxima und Regressionsgeraden zwischen 240 cm und 280 cm variiert. Da auch bei der Berechnung des 10-jährig übergreifenden Mittels (der maximal möglichen Windstaukurve) nur ein Anstieg von 20 cm ermittelt wurde und bei Auswahl des höchsten Wertes pro Jahr der Anstieg je nach Berechnungsmethode zwischen 20 cm und 60 cm schwankt, wird ein mittlerer Anstieg von 30 cm, also ein Windstaumaximum von 260 cm gewählt.

Anhand der gewählten Werte und der Verteilung der Windstaumaxima zur Tidephase ist ablesbar, dass die dargestellten Kurven ihr Windstaumaximum um Tideniedrigwasser hatten.

Der Vergleich der beiden Windstaukurven (Abb. 14.10 u. 14.11) zeigt deutlich, dass sich in Wittdün die Windstaukurven tendenziell verkürzt haben. Da die Verkürzung im Anstieg liegt, sind in Wittdün höhere Windstaumaxima zu erwarten. Ebenso verkürzt sich der Scheitelbereich, während der Abfall gleich bleibt. Demzufolge zeigt Wittdün eine Tendenz zu höheren Scheiteln.

Die mittlere Windstaukurve in Wittdün ist deutlich kürzer geworden. Da die Verkürzung vor allem im Anstieg liegt, verursacht sie höhere Scheitel, wirkt sich auf die Sturmflutlänge aber nur geringfügig aus.



Abb. 14.10: Mittlere Windstaukurve in Wittdün um 1910

#### 330



Abb. 14.11: Mittlere Windstaukurve in Wittdün um 2000

## 14.5 Die maximale Windstaukurve in Wittdün

Werden für Wittdün alle Parameter ausgewertet, so kann eine Windstaukurve unter den derzeitigen Klimabedingungen nicht höher als 390 cm werden, bei einem Anstieg von 1 h/m, 2,5 h Scheiteldauer und 7 h/m Abfallneigung (Abb. 14.12).

Werden zur Kontrolle des maximalen Windstauwertes die Berechnungen der Überschreitungswahrscheinlichkeit der Windstaumaxima, getrennt nach Eintreten um Niedrigund Hochwasser, hinzugezogen, wird deutlich, dass der Wert 390 cm für Wittdün sehr hoch ist und die oben genannte Spanne von 370 cm bis 390 cm bereits den Rahmen eines sehr hohen Windstauwertes angibt. Für die Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:200 Jahre kann um Hochwasser ein Wert von 310 cm, um Niedrigwasser von 380 cm angegeben werden (SIEFERT, 1998). Das bedeutet, dass die berechnete maximal mögliche Windstaukurve nur unter optimalen Bedingungen auftreten kann und nicht gleichzusetzen ist mit dem zu erreichenden Hochwasserwert, der unterhalb dieses Wertes bei etwa 350 cm über MThw bei einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 1:200 Jahren anzusiedeln ist.

Werden auch hier zur Ergänzung die Ergebnisse von OUMERACI u. KORTENHAUS (1998) herangezogen, so werden bei 99.0 für die Windstaumaxima bei Thw über Gumbel 375 cm, Mod-Rayleigh 380 cm und Weibull-3 350 cm berechnet, bei Tnw über Gumbel 420 cm und Weibull-3 ca. 380 cm. Diese Werte entsprechen dem über die Korrelation ermittelten maximalen Windstauwert und lassen den Schluss zu, dass die maximal mögliche Windstaukurve von Wittdün ihr Windstaumaximum sowohl um Thw als auch um Tnw erreichen kann und somit, wie oben beschrieben, auch als Kurve für eine maximale Scheitelhöhe gilt.





Abb. 14.12: Maximale Windstaukurve für Wittdün

# 14.6 Interpretation der Parameter hinsichtlich der Auswirkung der Windentwicklung auf die Sturmfluten für den Pegel Wittdün

- 1. Der Anstieg verkürzt sich. Da in Wittdün kurze Anstiege hohe Scheitel produzieren, steigt das Risiko zu sehr hohen Scheiteln an. Da aber 7,5 h/m Neigung nicht zu Extremwerten führt, hat diese Tendenz keine Auswirkungen auf ein erhöhtes Risiko des Eintretens eines maximalen Windstauwertes zwischen 370 cm und 390 cm. Die Tendenz muss aber beachtet und im Gesamtzusammenhang berücksichtigt werden (s.u.).
- 2. Die Windstaumaxima zeigen einen deutlichen Anstieg in den letzten 100 Jahren, der bei Berechnung eines Trends durch das 10-jährig übergreifende Mittel sämtlicher Windstauscheitel – bei rund 20 cm liegt, hingegen bei knapp 60 cm bei Berechnung des Trends durch die höchsten Windstaumaxima pro Jahr. In den letzten Jahren verkleinern sich die Windstaumaxima wieder. Ob dies ein Absinken innerhalb eines rhythmischen Anstiegs ist oder ein Ende des positiven Trends, ist zur Zeit nicht erkennbar.
- 3. Die Scheiteldauer verkürzt sich auf 6,2 h. Sehr hohe Windstauwerte werden in Wittdün nicht bei sehr kurzer Dauer erreicht, sondern bei 3 h bis 5 h. Eine Verkürzung auf gut 6 h bedeutet also kein erhöhtes Risiko in Richtung für das Eintreten von sehr hohen Windstauwerten.
- 4. Die Abfallneigung zeigt keinerlei Tendenz. Die mittlere Abfallneigung liegt bei 9 h/m, eine sehr hohe Windstaukurve wird einen Abfall von 7 h/m erhalten. Infolgedessen liegt kein Trend bezüglich eines erhöhten Risikos in Wittdün vor.

## 15. Der regionale Vergleich der Windstaukurven

# 15.1 Die Windstaukurven um 1900 und 2000 im regionalen Vergleich

Grundsätzlich können die Windstaukurven der Pegel Norderney, Helgoland, Cuxhaven und Wittdün verglichen werden in

- ihrer Gesamtdauer im Allgemeinen,
- der Entwicklung der Gesamtdauer im Laufe des 20. Jahrhunderts,
- den grundsätzlichen Unterschieden im Charakter von Anstieg, Scheiteldauer und Abfall,
- den Unterschieden in der Entwicklung der Parameterkennzahlen im 20. Jahrhundert und
- der Frage nach der Symmetrie der Windstaukurve.

Die Gesamtdauer 1900 gemessen an den Kennzahlen (Tab. 15.1) – nicht an der absoluten Stundenzahl, die durch die Windstauhöhe beeinflusst ist – ist in Helgoland und Wittdün wesentlich größer als an den beiden anderen Pegeln. Norderney und Cuxhaven liegen mit 14 h/m in Anstieg und Abfall um gut 3 h/m steiler und damit im zeitlichen Ablauf kürzer als Helgoland und Wittdün. Dagegen weist die Scheiteldauer ein recht ausgewogenes Verhältnis auf, das bei allen vier Pegeln mit 6,5 h bis 7 h in etwa gleich ist.

1900	Anstieg h/m	Scheiteldauer h	Abfall h/m	Gesamt ca. 1900
Norderney	6	7	8	14 h/m & 7 h
Cuxhaven	6,5	6,5	7,5	14 h/m & 6,5 h
Helgoland	7,5	6,5	10	17,5 h/m & 6,5 h
Wittdün	8,5	7	9	17,5 h/m & 7 h

Tab. 15.1: Die Parameterkennzahlen der einzelnen Pegel um 1900 im Vergleich

2000	Anstieg h/m	Scheiteldauer h	Abfall h/m	Gesamt ca. 2000
Norderney	7,5	7	10	17,5 h/m & 7 h
Cuxhaven	6,5	5,5	9	15,5 h/m & 5,5 h
Helgoland	9	6,5	11,5	20,5 h/m & 6,5 h
Wittdün		6	9	16,5 h/m & 6 h

Tab. 15.2: Die Parameterkennzahlen der einzelnen Pegel um 2000 im Vergleich

Dies trifft sowohl für die Jahrhundertwende ins 20. Jahrhundert als auch ins 21. Jahrhundert zu. Um 2000 hat sich die Anstiegs- und Abfalldauer in Helgoland noch einmal verlängert und weist damit deutlich größere Kennzahlen als die anderen Pegel auf (Tab. 15.2 und Tab. 15.3, Abb. 15.1). Zu erklären ist dies mit der Lage der Insel im "tiefen Wasser vor dem Watt", also mit der Topographie. Dies manifestiert sich in der geringsten Windstauscheitelhöhe. In der Entwicklung im Laufe des Jahrhunderts zeigt sich aber, dass sich die um 1900 insgesamt recht gleichmäßige Dauer der Sturmfluten in Cuxhaven und Norderney auseinanderentwickelt, Wittdün und Cuxhaven sich aber annähern. So liegt jetzt eine deutliche Abstufung vor mit der kürzesten mittleren Dauer in Cuxhaven, gefolgt von Wittdün und dann Norderney, wobei Cuxhaven und Wittdün in der Gesamtstundenzahl durch die Scheiteldauer relativ ausgeglichen sind.

Demzufolge weist Norderney den größten Anstieg in der Dauer auf, in Wittdün verkürzt sich die mittlere Dauer. Bemerkenswert ist, dass sich die absolute Dauer in Relation zur Höhe bei allen Pegeln um 2000 ausgeglichen hat mit 54,17 h (Cuxhaven), 52,5 h (Norderney), 51,6 h (Helgoland) und 48,9 h (Wittdün).

1900 : 2000	Anstieg h/m	Scheitel h	Abfall h/m	Gesamt 1900 : 2000
Norderney	$^{+1,5}_{\pm 0}_{\pm 1,5}_{-1}$	±0	+2	+3,5 & ±0
Cuxhaven		-1	+1,5	+1,5 & -1
Helgoland		±0	+1,5	+3,0 & ±0
Wittdün		-1	±0	-1,0 & -1

Tab. 15.3: Die Differenzen der Parameterkennzahlen der einzelnen Pegel 1900 : 2000 im Vergleich

Hierzu werden die einzelnen Parameter in ihrer Entwicklung näher analysiert. An allen drei Pegeln, die eine Verlängerung zu verzeichnen haben (Hel, Cux, Nor), hat der Abfall einen großen Anteil der Verlängerung. Nur in Norderney und Helgoland weist auch der Anstieg eine Verlängerung auf. Im Gegenzug verkürzt sich der Anstieg in Wittdün.

Tab. 15.4: Berechnung des Bestimmungsmaßes des Trends für Zeiträume ab 1900 und ab 1940

	Regressions-	Regressions-	Regressions-	Regressions-
	koeffizient	koeffizient	koeffizient	koeffizient
	ab 1900	ab 1900 (Dauer	ab 1940	ab 1940 (Dauer
	(Dauer absolut)	relativ zur Anzahl	(Dauer absolut)	relativ zur Anzahl
Cuxhaven Wittdün Norderney Helgoland	0,2304 0,216	0,0254 0,0029	0,8731 0,8714 0,6658 0,8292	0,8803 0,1539 0,1837 0,3331

Wird der differierende Untersuchungszeitraum nicht in diese Betrachtung einbezogen, so weisen entsprechend der Ergebnisse des Anstiegs der Dauer und der Kennzahlen Norderney und Helgoland die größten Regressionskoeffizienten auf, Cuxhaven und Wittdün die geringsten (Tab. 15.4). Wird allerdings der Zeitraum berücksichtigt und somit für alle Pegel der Anstieg ab 1940 berechnet, so weisen Cuxhaven und Wittdün den größten Anstieg auf, gefolgt von Helgoland und erst dann Norderney. Diese Werte – berechnet anhand der Daten zur Dauer - machen deutlich, dass der absolut größte Anstieg der Dauer in Helgoland und Norderney einzig darin begründet ist, dass die Berechnung im "Tal" der Sturmfluten beginnt, so dass der Anstieg verstärkt in die Berechnung einfließt. Demzufolge ist davon auszugehen, dass der Anstieg der Kennzahlen und der Dauer insgesamt geringer ausfallen würde, begänne die Berechnung auch in Helgoland und Norderney um 1900. Dafür spricht, dass die Gesamtdauer der Windstaukurven sich Ende des 20. Jahrhunderts wieder angeglichen hat. Es ist also davon auszugehen, dass - absolut gesehen - auch um 1900 die Windstaukurven in etwa eine gleiche Dauer hatten. Anhand der Berechnung der Regressionsgeraden ab 1940 für alle Pegel und ab 1900 für Cuxhaven und Wittdün können Schlussfolgerungen für Norderney und Wittdün in ihrer Entwicklung seit 1900 gezogen werden: Helgoland und Norderney hatten um 1900 eine längere Windstaukurve als 1940. Diese ist insgesamt von 1900 bis zum Jahre 2000 angestiegen, allerdings seit 1940 in größerer Intensität. Relativ verbleibt eine Abnahme der Windstaukurve in Wittdün. Die Ergebnisse der Entwicklung der mittleren Windstaukurve entsprechen der Entwicklung der Dauer.

Das Windklima weist insgesamt keine Veränderung in der Deutschen Bucht auf, außer einer leichten Zunahme der Dauer der einzelnen Sturmfluten.

Hinsichtlich der Symmetrie der Windstaukurven zeigt sich, dass Wittdün durch seine Verkürzung im Scheitel deutlich symmetrischer geworden ist, während Norderney, Helgoland und Wittdün durch den längeren Abfall unsymmetrischer geworden sind. Damit ist Wittdün jene Windstaukurve, die sich in ihrer Tendenz, sich aufzurichten, in Richtung der maximalen Windstaukurve bewegt, während alle anderen Windstaukurven sich von dem Erreichen einer maximalen Windstaukurve entfernen.

- Helgoland weist die größten Kennzahlen um 2000 auf.
- Bis auf Wittdün weisen alle Windstaukurven eine deutliche Verlängerung in der Dauer auf, die in erster Linie durch den langsameren Abfall begründet ist. In Norderney und Helgoland verlängert sich auch der Anstieg.
- Die unterschiedliche Entwicklung an den äußeren südwestlichen (Norderney) und nordwestlichen (Wittdün) Rändern des Untersuchungsgebietes lassen den Schluss zu, dass sich das Windklima verändert haben könnte in dem Sinne, dass die Zyklonen etwas weiter südlich ziehen.
- Ausschließlich Wittdün zeigt eine Tendenz zu größerer Symmetrie der mittleren Windstaukurve.
- Anhand des Vergleiches Cuxhaven und Wittdün mit Norderney und Helgoland lässt sich die Entwicklung von Helgoland und Norderney seit 1900 interpretieren. Es ist von einem relativen und absoluten Anstieg der Dauer in Norderney auch seit 1900 auszugehen, allerdings in geringerer Intensität.

15.2 Die maximal mögliche Windstaukurve im Vergleich

Die maximal mögliche Windstaukurve für Cuxhaven, Helgoland, Norderney und Wittdün unterscheidet sich sowohl durch die rein zeitlichen Komponenten wie die Länge der Parameter als auch durch ihre Symmetrie (Abb. 15.2). Die maximal mögliche Windstaukurve für Wittdün und Cuxhaven ist jeweils gekennzeichnet durch einen sehr kurzen Anstieg mit einer kurzen Scheiteldauer und einem langen Abfall, jene für Helgoland und Norderney durch einen mittleren Anstieg und Abfall.

Demzufolge weist die maximal mögliche Windstaukurve für Cuxhaven mit einer großen Asymmetrie (aufgrund eines sehr kurzen Anstiegs) und einem relativ langen Abfall eine große Ähnlichkeit mit der für Wittdün auf. Die Windstaukurve für Norderney richtet sich, durch den recht gleichmäßigen Verlauf, deutlich auf. Für Helgoland wird die maximal mögliche Windstaukurve mit einer insgesamt größeren Dauer noch symmetrischer.

Bei der großen Dauer und Gleichmäßigkeit der maximal möglichen Windstaukurve für





Abb. 15.1: Änderung der mittleren Windstaukurven in der Deutschen Bucht



Abb. 15.2: Maximale Windstaukurven in der Deutschen Bucht

Helgoland ist wiederum die Lage der Insel vor der Küste im tiefen Wasser vor dem Watt und damit die Topographie ein entscheidender Faktor. Verblüffend ist auch die Ähnlichkeit der Windstaukurven für Wittdün und Cuxhaven, wie es schon bei den vorhergehenden Ergebnissen deutlich wurde. Möglich wäre, dass die maximal mögliche Windstaukurve in Norderney etwas steiler werden würde, wenn eine längere Datenreihe vorliegen würde.

Insgesamt können die Unterschiede in den Windstaukurven nur mit der jeweiligen Lage in der Deutschen Bucht erklärt werden. Zu beachten ist, dass diese maximal möglichen Windstaukurven für jeden Ort einzeln zu betrachten sind, da hier unter jeweils speziellen Ausgangsbedingungen ein maximaler Windstau entstehen kann. Deutlich wird, dass bei gleichen Bedingungen hohe Windstaumaxima in Cuxhaven und Wittdün zu erwarten sind und bei langsameren Verläufen hohe Windstaumaxima in Norderney und Helgoland.

Werden die Entwicklungen der Parameter im 10-jährig übergreifenden Mittel betrachtet, so zeigt sich, dass für Norderney, Helgoland und Cuxhaven eine Tendenz zu längerer Dauer vorliegt, infolge von langsameren Abfällen und in Helgoland und Norderney auch zu langsameren Anstiegen. Demzufolge gilt für alle drei Pegel, dass ein "beschleunigtes" Eintreten des maximalen Windstauwertes zur Zeit nicht vorliegt. Es liegt auch keine Tendenz in Richtung einer größeren Möglichkeit des Eintritts vor. Einzig in Wittdün weist die Verkürzung eine Tendenz in Richtung einer größeren Möglichkeit des Eintritts der maximalen Windstaukurve auf. Die Tendenz ist bisher aber noch zu gering und noch nicht im Bereich der sehr kurzen Anstiege.

Die maximal möglichen Windstaukurven für Cuxhaven und Wittdün haben – bedingt durch den sehr kurzen Anstieg – eine große Ähnlichkeit. Für Helgoland und Norderney ist die maximal mögliche Windstaukurve wesentlich symmetrischer mit längeren Anstiegen und Scheiteldauern.

Die Entwicklung der Parameter in Richtung längerer Dauer in Cuxhaven, Norderney und Helgoland führen dazu, dass die Möglichkeit des "beschleunigten" Eintritts der maximal möglichen Windstaukurve zur Zeit nicht vorliegt. Nur für Wittdün weist die Verkürzung der Windstaukurve in Richtung einer etwas größeren Gefahr des Eintritts einer maximal möglichen Windstaukurve.

Für jeden Pegel ist eine eigene maximal mögliche Windstaukurve zu definieren, die aufgrund der Lage und Topographie zu verschiedenen Windklimaten auftreten kann.

#### 16. Die Dauer des Windstaus

Die Analyse der Dauer des Windstaus an den vier Pegeln erfolgt über die Berechnung der Dauer der einzelnen Höhenstufen in 50-cm-Schritten, die in einem Säulendiagramm aufgetragen werden. Auf diese Weise lassen sich anschaulich sowohl die Entwicklung der Gesamtdauer – anhand der 50-cm-Säule – als auch die der einzelnen Höhenstufe ablesen. Zu berücksichtigen ist dabei, dass natürlich in die Dauer die Anzahl der Sturmflutscheitel (HThw) einfließt. Die Division der Dauer durch die Anzahl der Windstaukurven verdeutlicht einen mittleren Anstieg der Dauer pro Windstaukurve. Bei einem solchen Vorgehen werden Einzelereignisse sehr langer Dauer – etwa solche mit vier Sturmflutscheiteln (vier mal HThw) – relativiert. Somit muss die Betrachtung der Häufigkeiten der Windstauereignisse mit mehr als einem Scheitel bei der Interpretation berücksichtigt werden. Trotzdem gibt sie einen guten Anhalt über die relative Entwicklung der Dauer und unterstützt und bestätigt die Erkenntnisse zur mittleren Tidekurve.

#### 16.1 Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven

Bei Betrachtung der gesamten Dauer (Abb. 16.1) zeigt sich in Cuxhaven ein fast wellenförmiger Verlauf. Während die erste Wellenphase von 1901/10 bis 1951/60 andauert, beginnt die zweite 1951/60 und erreicht 1981/90 ihren momentanen Peak. In ihrer mittleren und in ihrer maximalen Dauer weist die zweite Wellenphase einen deutlichen Anstieg auf. In der Phase von 1901 bis 1950 wird die maximale Dauer 1921/30 mit etwas über 40 000 min erreicht. Im Zeitraum von 1960 bis 1990 wird die maximale Dauer 1981/90 mit knapp über 60 000 min erreicht.

Gleichzeitig steigt auch die Dauer großer Windstauhöhen an wie die Dauer bei 300 cm, die auch 1981/90 ihr Maximum erreicht. Dies ist nicht damit zu begründen, dass hier sehr hohe Windstaumaxima erreicht werden, sondern mit einem Sturmflutcharakter, der durch



Abb. 16.1: Dauer des Windstaus in Cuxhaven seit 1901 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

eine längere Scheiteldauer in 300 cm einen "bauchigeren" Verlauf aufweist. Die maximalen Windstauhöhen werden 1961/70 erreicht bei gleichzeitig geringerer Gesamtdauer von Windstauhöhen 250 cm. Demzufolge stehen also lange Windstauscheiteldauern nicht in direktem Zusammenhang mit dem Erreichen von größeren Windstaumaxima. Dies korreliert mit den Erkenntnissen zur maximalen Windstaukurve.

Insgesamt hat also die Dauer der Sturmfluten in Cuxhaven zwar nicht kontinuierlich aber dennoch deutlich bis 1981/90 zugenommen. Dies korreliert zum einen mit der größeren Anzahl der Windstaukurven in den letzten Jahrzehnten, zum anderen mit dem häufigeren Auftreten von Windstaukurven, die mehr als einen definierten Sturmflutscheitel umfassen. Dies Ergebnis bestätigen auch Ergebnisse von FÜHRBÖTER u. TÖPPE (1991), die eine deutliche Zunahme der Verweilzeit von Sturmfluten oberhalb von NN +2.0 m berechnet haben.

Wird die Windstaudauer in Relation zur Anzahl der Windstaukurven betrachtet, so zeigt sich ein etwas anderes Bild. Die "durchschnittliche" Dauer liegt zwischen 2000 und 2500 min mit einem Anstieg seit 1951/60, der bei rund 2 h liegt. Da es sich um einen höhenunabhängigen Wert handelt, entspricht dies der Zunahme der mittleren Windstaukurve, wie es in Kap. 11 dargestellt worden ist.

Die Dauer ist in Cuxhaven absolut und relativ im Mittel angestiegen. Sie erreicht im Zeitraum 1981/90 ihr vorläufiges Maximum.

## 16.2 Die Dauer des Windstaus in Helgoland

In Helgoland wird die Dauer erst seit 1941 berechnet, so dass nicht in zwei Phasen eingeteilt werden kann. Der Verlauf der gesamten Dauer (Abb. 16.2) zeigt einen kontinuierlichen Anstieg schon seit 1941/50 (Cuxhaven 1951/60). Das Maximum wird auch hier 1981/90 erreicht, um dann wieder kontinuierlich abzufallen.



Abb. 16.2: Dauer des Windstaus in Helgoland seit 1941 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

Während die Minima wie 1941/50 bei Dauern von rund 10 000 min und 1951/60 von gut 20 000 min erreichen, steigt in Phasen langer Dauer die Zeit auf rund 45 000 min (1971/80) bis gut 60 000 min (1981/90) an, um dann langsam abzufallen. Insgesamt lässt sich ein deutlicher Anstieg in der Dauer erkennen, die seit 1990 wieder abnimmt. Auch hier kann der Anstieg mit der Zunahme der Anzahl der Windstaukurven erklärt werden.

Wird die relative Zunahme der Windstaudauer ermittelt, kann geklärt werden, ob die Zunahme der gesamten Dauer mit einer Zunahme der Dauer pro Windstau im Zusammenhang steht. Es zeigt sich eine Zunahme der mittleren Dauer der Windstaukurve vor allem im flachen Bereich der Windstaukurve zwischen 50 cm und 100 cm.

Die relative und absolute Zunahme in der Dauer bestätigen die Erkenntnisse zur Entwicklung der mittleren Windstaukurve in Helgoland (s. Kap. 12 und Kap. 15).

Die Windstaudauer in Helgoland hat sowohl absolut als auch relativ deutlich zugenommen. Während das Maximum der absoluten Dauer 1981–90 erreicht wird, wird das Maximum der relativen Dauer 1951–60 erreicht. Neben der Zunahme der Anzahl der Windstaus ist auch die einzelne Windstaukurve länger geworden.

## 16.3 Die Dauer des Windstaus in Norderney

In Norderney beginnt die Berechnung der Dauer 1931. Auch hier lassen sich zwei Zeiträume unterscheiden, zum einen von 1931 bis 1960, zum anderen von 1961 bis 1995 (Abb. 16.3). Während von 1931 bis 1960 die maximale Dauer zwischen 10 000 und gut 20 000 min liegt, erreicht sie im Zeitraum von 1961 bis 1990 ein Niveau von gut 40 000 min. Die Dauer hat also deutlich zugenommen.

Wird die Dauer in Relation zur Anzahl berechnet, zeigt sich auch eine deutliche Zu-



Abb. 16.3: Dauer des Windstaus in Norderney seit 1931 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

nahme. Damit bestätigen die Ergebnisse zur Dauer die Erkenntnisse, die zur mittleren Windstaukurve und deren Entwicklung beschrieben wurden, nämlich die deutliche Zunahme der Dauer seit 1930.

Die Dauer in Norderney nimmt sowohl in den Kennzahlen als auch insgesamt in Relation zur Höhe deutlich zu.

# 16.4 Die Dauer des Windstaus in Wittdün

In Wittdün zeigt sich ein ähnlicher Verlauf der Dauer über das 20. Jahrhundert wie in Cuxhaven. Ebenso ist hier der Peak der ersten Welle 1921/30 mit gut 40 000 min zu verzeichnen (Abb. 16.4). Das Minimum 1951/60 ist nicht so deutlich ausgeprägt wie in Cuxhaven, da Wittdün in dieser Phase mit 30 000 min die gleiche Dauer erreicht wie 1941/50. 1941/50 und 1951/60 werden in Wittdün größere Dauern erreicht als in Cuxhaven.



Abb. 16.4: Dauer des Windstaus in Wittdün seit 1911 (Gesamtdauer in 50-cm-Schritten)

Ab 1951/60 nimmt die Dauer zu und erreicht 1981/90 ebenso wie in Cuxhaven ihr absolutes Maximum mit deutlich über 70 000 min. Auch hier ist also ein deutlicher Anstieg der Dauer zu erkennen, dessen Verlauf direkt mit Cuxhaven korreliert. Da die Anzahl der Windstaukurven in diesem Zeitraum auch ansteigt, könnte angenommen werden, dass die Zunahme der Dauer mit der größeren Anzahl im Zusammenhang steht. Während sich bei allen anderen Pegeln zeigte, dass auch bei Berechnung der Relation Dauer/Anzahl die Dauer pro Windstaukurve ansteigt, ändert sich dieses Bild in Wittdün. Hier zeigt sich nur ein minimaler, nicht signifikanter Anstieg der Dauer pro Windstaukurve seit 1910. Aufgrund der hohen relativen Dauern in den vierziger und fünfziger Jahren nimmt die relative Dauer im Trend nicht zu, obwohl absolut in Wittdün 1981/90 eine größere Gesamtdauer erreicht wird als in Cuxhaven. Die Ergebnisse zur Entwicklung der relativen Dauer entsprechen den Erkenntnissen über die Entwicklung der mittleren Windstaukurve, die in ihren Kennzahlen abnimmt und in ihrer absoluten Dauer nur minimal zunimmt.

Die Dauer der Windstaukurven nimmt in Wittdün absolut zu, relativ jedoch ab.

# 16.5 Die Dauer des Windstaus in Cuxhaven, Helgoland, Norderney und Wittdün im Vergleich

An allen vier Pegeln steigt seit den fünfziger Jahren die absolute Dauer deutlich an und erreicht 1981/90 ihr Maximum. Der Anstieg der Dauer in Cuxhaven, Wittdün und Norderney kann nicht nur durch den Peak 1981/90 beschrieben werden, sondern auch durch die Niveauerhöhung insgesamt seit Beginn der fünfziger Jahre. Auch für Helgoland kann von einer grundsätzlichen Verlängerung der Dauer seit den fünfziger Jahren ausgegangen werden. Da die Datenreihe für Helgoland jedoch recht kurz ist, kann dies nicht als gesichert dargestellt werden. Es müssen die Datenreihen der anderen Pegel als Vergleich mit herangezogen werden.

Die Berechnungen des Trends erfolgten für sämtliche Pegel im Vergleich. Während Norderney und Helgoland die höchsten Anstiege zu verzeichnen haben, weisen Cuxhaven (1900) und Wittdün (1910) weitaus geringere Anstiegsraten auf. Wird dagegen auch für Cuxhaven und Wittdün der Trend ab 1940 berechnet, nimmt das Bemessungsmaß deutlich zu bis zu einer größeren Steigerung als in Norderney und Helgoland. Da 1940 bis 1950 die "Talsohle" an Häufigkeit und Dauer der Sturmfluten vorlag, muss eine solche Berechnung des Trends zu einer größen Zunahme führen. Werden die Daten ab 1900 mit herangezogen, so relativiert sich der Anstieg deutlich. Da die Ergebnisse von Norderney und Helgoland in der Größenordnung zu jenen von Cuxhaven "passen" und gleichzeitig ein Ausgleich der mittleren Tidekurve in der absoluten Dauer zwischen allen Pegeln stattgefunden hat, der vermutlich 1900 auch zwischen allen Pegeln vorhanden war, ist davon auszugehen, dass ein Anstieg für Helgoland und Norderney seit 1900 vorhanden ist. Dieser weist jedoch eine weitaus geringere Intensität auf als nach 1940.

Insgesamt weist Wittdün die größte Gesamtdauer auf, gefolgt von Cuxhaven, Helgoland und Norderney. Die Zunahme der Dauer seit 1940 ist in Helgoland am prägnantesten, gefolgt von Cuxhaven Norderney und Wittdün. Die geringe Zunahme in Wittdün erklärt sich durch die im Vergleich zu allen anderen Pegeln geringe Abnahme der Dauer in den vierziger und fünfziger Jahren. In Cuxhaven und Wittdün verringert sich die Zunahme der Dauer durch Verlängerung des Berechnungszeitraumes bis 1900. Es ist davon auszugehen, dass, bei Verlängerung des Berechnungszeitraumes, auch in Norderney und Helgoland sich der Anstieg verringern würde. Mit der Lage im tiefen Wasser vor dem Watt ist zu erklären, dass Helgoland auf Windsituationen anders reagiert als Cuxhaven, Norderney und Wittdün. Hier wird 1971/80 das Maximum erreicht und nicht 1981/90 wie bei allen anderen Pegeln. Dass die Lage hier einen großen Einfluss hat, lässt sich auch daran erkennen, dass Helgoland zwar die geringste Windstauhöhe, aber die größten Kennzahlen aufweist, d.h. auf ein Windereignis sehr viel "träger" reagiert als alle anderen Pegel und damit eine wesentlich flachere, dafür aber längere Windstaukurve aufweist. Im Vergleich zu Cuxhaven weist Helgoland  $\pm 10-20$  % längere Dauern auf.

Für alle vier Pegel gilt, dass der Anstieg der Dauer seit 1950 in Relation zur Vergrößerung der mittleren Windstaukurve steht. Demzufolge gilt, dass die Zunahme der Dauer für alle Pegel zu erklären ist mit

- 1. der Zunahme der Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, also Ereignissen von besonders langer Dauer
- 2. der Verlängerung der durchschnittlichen Dauer einer Sturmflut und
- 3. einer leichten Zunahme der Häufigkeit der Ereignisse.

Da in Wittdün die mittlere Windstaukurve sich in ihren Kennzahlen verkürzt und damit absolut die geringste Zunahme der mittleren Windstaukurve aufweist, müssen in Wittdün Einzelereignisse von besonders langer Dauer zugenommen haben.

# 17. Die Veränderung der sturmfluterzeugenden Winde und deren Dauer

Im Zuge einer Untersuchung der Veränderungen der Sturmfluten aufgrund einer globalen Klimaerwärmung müssen der Wind und seine Entwicklung selbst betrachtet werden. Dies erfolgt, indem die Winde bei Sturmfluten hinsichtlich ihrer Gesamtdauer  $\geq$  14 m/s und  $\geq$  17 m/s analysiert werden.

Die Winddaten, wurden von Herrn SCHMIDT u. Dr. BEHRENDT vom Seewetteramt Hamburg zur Verfügung gestellt. Es wurden hierzu Druckdaten des geostrophischen Windes von 6 Messstationen zu einem Bodenwind mit Windrichtung und -geschwindigkeit umgerechnet. Dieses Verfahren, das in Anlehnung an SCHMIDT u. STORCH (1993) erfolgte, die aus einem Druckdreieck den Wind über der Nordsee ermittelten, ist mit diesen 6 Messstationen erstmalig angewendet worden und führte zu einer relativ hohen Genauigkeit der umgerechneten Bodenwinddaten. Diese wurden mit dem Wind auf Scharhörn verglichen. Für die Zeit von 1950 bis 1995 standen Winddaten in 3 h Abständen zur Verfügung, von 1900 bis 1950 nur alle 6 h. Eine mittlere Windgeschwindigkeit und -richtung zwischen den Messdaten wurde nicht ermittelt, da der Windverlauf zwischen den Terminen nicht linear verläuft. Mithin ist mit einem Zeitraum von nahezu 50 Jahren mit acht Terminen pro Tag ein recht langer Beobachtungszeitraum gegeben, um genau die Windrichtung pro Sturmflutscheitel angeben zu können. Für die weiteren 50 Jahre bis 1900 sind gute Näherungswerte zumindest für die stauwirksame Zeit möglich. Der Vorteil der Verwendung der Druckdaten liegt darin, dass relativ lange Messreihen vorliegen und ihre Messungen relativ unempfindlich gegenüber Veränderungen in der Umgebung des Messgerätes sind. "Der Luftdruck ist daher ein geeigneter näherungsweiser Stellvertreter für Sturmtätigkeit, weil seine räumlichen Gradienten charakteristisch für die Windverhältnisse sind" (STORCH, LANGENBERG u. POHLMANN, 1998).

Selbstverständlich gibt es auch hier weitere Vorgehensweisen. Die neuesten Untersuchungen hierzu sind jene von ALEXANDERSSON et al. (1998) und KAAS, LI u. SMITH (1996), die die Stürme im Nordatlantik näher analysierten. Während ALEXANDERSSON et al. (1998) die Druckdreiecke wie SCHMIDT (1993) und SCHMIDT u. STORCH (1993) verwendete, rechneten KAAS, LI u. SMITH (1996) Absolutwerte von täglichen Druckmessungen. Unabhängig davon, mit welcher Methode die Auswertung der Druckdaten erfolgte, konnte jeweils festgestellt werden, dass für "den Raum Nordeuropas … sich keine systematischen Veränderungen des Sturmflutklimas in den letzten 100 Jahren [ergaben]. Zwar deutete sich eine Intensivierung des Sturmklimas in den letzten drei Jahrzehnten an. Dies erscheint aber nicht ungewöhnlich im Vergleich zu den Schwankungen der Statistik in früheren Jahrzehnten" (STORCH, LANGENBERG u. POHLMANN, 1998). Eine weitere Möglichkeit, Klimaprognosen zu berechnen, ist jene über die Auswertung von Klimaexperimenten mit globalen Klimamodellen wie es z.B. BUSCH u. ROTH (1998) darstellen. Auf diesen sehr großen Themenkomplex soll hier im Weiteren jedoch nicht eingegangen werden.

Die projektinterne Auswertung der Daten von SCHMIDT u. BEHRENDT ergab ein ähnliches Bild. Es wurden aus den Gesamtwinddaten alle Ereignisse mit Windgeschwindigkeiten  $\geq$  14 m/s und  $\geq$  17 m/s betrachtet, die aus der Windrichtung 240°  $\leq$  dd  $\leq$  330° kamen und in die Dauer von 3 h, 5 h und 10 h sowie in die Gesamtdauer unterteilt (Abb. 17.1 und 17.2).



Abb. 17.1: Dauer der Windgeschwindigkeit  $\geq$  14 m/s der Windrichtung 240°  $\leq$  dd  $\leq$  330° in der Deutschen Bucht (1949–1993)

Abb. 17.1 zeigt, dass für die Dauer der Geschwindigkeit von ≥ 14 m/s keine Tendenz zu einer längeren Dauer zu verzeichnen ist, dagegen weist die Gesamtdauer einen leichten Trend in Richtung einer geringfügig längeren Dauer auf.

Deutlicher wird dieser Trend bei Windgeschwindigkeiten  $\geq 17$  m/s. Dies korreliert eindeutig mit der allgemeinen Tendenz der Sturmfluten hin zu einer längeren Dauer. Zwar erklärt der Trend die Entwicklung bei den Sturmfluten, einer Signifikanzprüfung würde dieser leichte Trend jedoch nicht standhalten. Weiterhin liegt der Untersuchungsbeginn 1949 zum Zeitpunkt einer geringen Anzahl an Sturmfluten, so dass ein Anstieg in der Dauer nahezu zwangsläufig ist und demzufolge längere Zeiträume diese allgemeine Tendenz wieder eliminieren können. Da der Trend der Dauer bei den Sturmfluten jedoch auch über 100 Jahre eine Zunahme verzeichnet, müsste auch die Dauer der Windereignisse länger geworden sein. Die Tatsache, dass die längere Dauer in erster Linie im langsamen Abfall begründet liegt, der durchaus unterhalb von 14 m/s fallen kann, erklärt die geringfügige Tendenz in den Abbildungen 17.1 und 17.2.





Abb. 17.2: Dauer der Windgeschwindigkeit  $\geq$  17 m/s der Windrichtung 240°  $\leq$  dd  $\leq$  330° in der Deutschen Bucht (1949–1993)

Bei der Berechnung entsteht die Problematik, dass die Dauer insgesamt größer wird, wenn die Anzahl an Einzelereignissen zunimmt. Um dies zu umgehen, wurden Ereignisse mit Windgeschwindigkeit  $\geq 17$  m/s der Windrichtung 240°  $\leq dd^{\circ} \leq^{\circ} 330^{\circ}$  der Dauer  $\geq 3$  h bis  $\geq 20$  h eingeteilt in Dauern von drei Stunden (synoptische Daten) (SCHMIDT u. BEHRENDT, 1997, mündl. Austausch). Es zeigt sich, dass sowohl bei den Ereignissen geringer Dauer als auch bei den Ereignissen sehr langer Dauer kein Anstieg in den letzten 50 Jahren zu verzeichnen ist. Nur bei 6 h bis 9 h Dauer ist ein deutlicher Anstieg in der Häufigkeit der Ereignisse zu verzeichnen, was mit der Vergrößerung der mittleren Windstaukurve korreliert. Weiterhin steigt die Anzahl an Ereignissen besonders großer Dauer, wie z.B. die der Sturmflut 187 vom 26.–28.2.1990. Zu berücksichtigen ist aber, dass der Untersuchungszeitraum 1949 beginnt, so dass die Möglichkeit besteht, dass zu Beginn des 20. Jahrhunderts ähnliche Werte vorlagen wie zum Ende des 20. Jahrhunderts (SCHMIDT u. STORCH, 1993 oder STORCH, LAN-GENBERG u. POHLMANN, 1998).

Auch in diesem Fall korreliert die Dauer jedoch mit den Sturmflutereignissen dieser Untersuchung, so dass ihre Entwicklung auf das gesamte Jahrhundert übertragbar ist. Trotzdem muss angemerkt werden, dass SCHMIDT (1998, Vortrag) herausgefunden hat, dass die Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte Wind- und Sturmflutereignisse nicht gleich sind und somit ein direkter Vergleich zwar erstellt, aber vorsichtig interpretiert werden muss. Weiterhin darf zu diesen Ergebnissen auch nicht unerwähnt bleiben, dass "die jährlichen Häufigkeiten geostrophischer Windrichtungen des NW-Sektors (auflandig, hochwassererhöhend, stauwirksam) und des SE-Sektors (ablandig, hochwassererniedrigend) bei gleichzeitiger geostrophischer Windgeschwindigkeit von mehr als 15 m/s noch ausgeprägtere, langperiodische Schwankungen [zeigen] und auch eine Häufung



Abb. 17.3: Anzahl der Windereignisse  $\geq 3$ h der Windgeschwindigkeit  $\geq 17$  m/s und Windrichtung  $240^\circ \leq dd^\circ \leq^\circ 330^\circ$ 

von starkem NW-Wind in den letzten Jahren (das Maximum liegt aber früher). Wiederum ist kein Trend diagnostizierbar, weder zu- noch abnehmbar" (SCHMIDT, 1996, Vortrag).

# 17.1 Entscheidende Windrichtung zum Erreichen des höchsten Sturmflutscheitels und des höchsten Windstauscheitels

Für das Entstehen einer Sturmflut ist in erster Linie der Wind verantwortlich, der über der Nordsee ab einer bestimmten Windgeschwindigkeit und -dauer einen Stau produziert. Die Höhe dieses Windstaus richtet sich nach der Windgeschwindigkeit, -dauer und der Wassertiefe. Welcher Ort an der Küste durch diesen Stau von einer Sturmflut betroffen wird, richtet sich nach der Windrichtung, die den Stau an den jeweiligen Ort treibt. Demzufolge müssen die kritischen Windrichtungen für jeden Ort einzeln ermittelt werden.

Wie die vorliegenden Untersuchungen zeigen, kann der Wind für die Dauer einer Sturmflut sehr lange wehen. 24 Stunden und mehr können leicht erreicht werden. In solch langen Zeiträumen wechselt nahezu zwangsläufig die Windrichtung. Bereits HANSEN (1965) und LEPPIK (1950) stellten fest, dass die stauwirksamste Windrichtung im Verlauf der ersten 14 h nach Sturmbeginn von SW auf WNW dreht und dann konstant bleibt. "Damit muss die Windrichtung, die etwa z.Zt. des Thw Scheitels auftritt, dessen Höhe zugeordnet werden" (SIEFERT, 1972). Hierzu kann auch die Windrichtung in der Zeitspanne der so genannten stauwirksamen Zeit nämlich rund 3 h vor HW berücksichtigt werden. TOMCZAK (1952) hat erstmals deshalb das Mittel der letzten 4 bis 5 h vor dem Thw als maßgebende Windrichtung definiert. Dies ist auch der Zeitraum zwischen 3 h (AUSSCHUSS "KÜSTENSCHUTZWERKE" DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUNDBAU e.V. sowie der HAFENBAUTECHNI-

SCHEN GESELLSCHAFT e.V., 1981) und den von TOMCZAK (1952) oder PETERSEN (1967) genannten 4–5 h bzw. 6 h von Prügel (1942).

Infolgedessen muss die Windrichtung bei Thw als die stauwirksame für einen Ort definiert werden. Hierbei sollte aber die Windrichtung der letzten 3 h mitbetrachtet werden.

## 17.1.1 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Cuxhaven

Erstmalige Untersuchungen der maßgebenden Windrichtung zum Erreichen eines maximalen Sturmflutscheitels in Cuxhaven erfolgten von SCHAUMANN (1857), der anhand einer recht geringen Datenbasis festhielt, dass die kritische Windrichtung für Cuxhaven WNW sei, eine weitere Untersuchung lieferte SIEFERT (1972). ANNUTSCH (1977) hielt fest, "… dass die stauwirksamste Windrichtung bei Hochwasser für Cuxhaven bei etwa 300° liegt …. Winde beliebiger Stärke aus NNE oder SSW haben überhaupt keine Stauwirkung." Die hier vorliegende Untersuchung überprüft diese Erkenntnisse und bezieht nun im Gegensatz zu den bisherigen Untersuchungen alle Sturmfluten seit 1900 mit ein. Sie beschränkt sich nicht nur auf die schweren und sehr schweren Sturmfluten, so dass das Spektrum der betrachteten Ereignisse größer ist und damit auch die Windrichtungen vor allem für die kleinen Sturmfluten genauer erfasst werden können.

Abb. 17.4 zeigt die kritische Windrichtung für Cuxhaven und die maximale Sturmflutscheitelhöhe, die diese erreicht hat. Es wird deutlich, dass eine Einhüllende für Cuxhaven zu bilden ist, die unter Auslassung einiger randlicher niedriger Sturmfluten im Bereich der Windrichtungen zwischen 220° und 350° liegt. Demzufolge liegt die Windrichtung, bei der Sturmfluten in der Nordsee entstehen, bei Windrichtungen zwischen SW und N. Nördlich des einhüllenden Bogens bei 350° sind noch eine Reihe von Sturmfluten zu erkennen, so dass die nördliche Begrenzung eindeutig bei 360° festgelegt werden kann. Südliche Winde (südlicher als 230°) führten seit 1900 nur einmal zu einem Windstau von 2 m, der eine Scheitelhöhe in Cuxhaven von 800 cm PN erreichte. Dagegen führen Winde aus Richtung Nord bei knapp 360° zu Scheitelhöhen von 850 cm PN.

Für schwere und sehr schwere Sturmfluten engt sich der Bereich der kritischen Windrichtung deutlich ein. Je weiter die Winde nach Westen und Nordwesten drehen, um so höher werden die Sturmflutscheitel. Wird der Sturmflutscheitel 1825 mit einbezogen und die überlieferten Angaben zur Windrichtung, so zeigt sich, dass der Bereich der Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten zwischen 280° und 310° liegt. Bereits bei einer Höhe von 950 cm PN erweitert sich der kritische Bereich auf 260° bis 310°, der dann systematisch mit abnehmender Höhe auf den gesamten kritischen Bereich für eine Sturmflut mit Windstau größer als 2 m auf (S) SSW bis N für Cuxhaven begrenzt wird.

Die kritische Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten liegt für Cuxhaven bei 280° bis 310°. Sturmfluten leichter bis schwerer Art können bei 230° bis 360° auftreten. Stürme aus S führen höchstens zu kleinen Sturmfluten. Dieser Fall ist in den letzten 100 Jahren erst einmal aufgetreten.



Abb. 17.4: Kritische Windrichtung bei Sturmflutscheiteln in Cuxhaven seit 1900

# 17.1.2 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Helgoland

Helgoland, als Cuxhaven vorgelagerte Hochseeinsel, müsste, bedingt durch seine Lage, Sturmfluten durch ähnliche Windrichtungen wie Cuxhaven erhalten. Die Einhüllende der Abb. 17.5 zeigt eine Spannbreite von 230° bis knapp 340° unter Auslassung einer niedrigen Sturmflut bei 355°. Auch hier engt sich der Bereich bei schweren und sehr schweren Sturmfluten stark ein. Die drei höchsten Sturmfluten treten bei Windrichtungen zwischen 265° und 280° auf, zwei weitere bei 265° bis 290°. Die kritische Windrichtung liegt damit deutlich weiter westlich als bei Cuxhaven. Erst bei NN 270 cm (PN 770 cm) erweitert sich der Bereich der stauwirksamen Windrichtung deutlich.

Der Bereich der stauwirksamen Windrichtung für schwere Sturmfluten in Helgoland liegt bei 265° bis 280°. Sturmfluten leichter bis schwerer Art treten bei Windrichtungen von 230° bis 340° auf. Sturmfluten bei Windrichtungen aus weiter nördlicheren Richtungen führen nur zu sehr niedrigen Sturmfluten.

Die stauwirksame Windrichtung für schwere Sturmfluten liegt in Helgoland in einem um 20° weiter westlich liegenderen Bereich als in Cuxhaven. Die stauwirksame Windrichtung insgesamt reicht nicht ganz so weit nach Norden wie in Cuxhaven.





Abb. 17.5: Kritische Windrichtung bei Sturmflutscheiteln in Helgoland seit 1940

# 17.1.3 Stauwirksame Windrichtung zum Erreichen eines Sturmflutscheitels in Norderney

Auch für Norderney lässt sich ein kritischer, stauwirksamer Bereich definieren. Dieser liegt für die drei höchsten Sturmfluten zwischen 275° und 285° und ist damit sehr eng auf den Bereich W bis WNW begrenzt. Werden die fünf höchsten Sturmfluten betrachtet, weitet sich der Bereich jedoch bereits deutlich aus und liegt bei 255° bis 290°. Für die drei höchsten Sturmfluten liegt Norderney damit eng im stauwirksamen Bereich von Helgoland. Bei den fünf höchsten Sturmfluten liegt Norderney im Rahmen der kritischen Windrichtung von Cuxhaven.

Für die leichten bis schweren Sturmfluten liegt Norderney in einem stauwirksamen Bereich von 210° bis 330°, mit Ausnahme von zwei niedrigen Sturmfluten bei knapp 340° und knapp 360°. Norderney liegt damit insgesamt etwas südwestlicher als die stauwirksame Windrichtung von Cuxhaven und Helgoland.

Die kritische Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten liegt in Norderney bei 275° bis 285°, für schwere bei 255 bis 290° und für leichte bis schwere Sturmfluten bei 210° bis 290°. Der stauwirksame Bereich für sehr schwere Sturmfluten ist damit sehr eng und ist vergleichbar mit Helgoland. Die Windrichtung für die leichten Sturmfluten liegt insgesamt etwas weiter südwestlich als für Helgoland und für Cuxhaven.



Abb. 17.6: Kritische Windrichtung bei Sturmflutscheiteln in Norderney seit 1936

## 18. Zusammenfassung

Der Anstieg der globalen Mitteltemperatur der unteren Atmosphäre in den letzten 100 Jahren wird von den Klimaforschern mit 0,6 °C  $\pm$  0,2 °C angegeben (HOUGHTON et al., 2001). Dies ist die Ausgangssituation, die in der allgemeinen Debatte um Klimaänderung zu der Frage berechtigt: "Ist es aufgrund dieser globalen Klimaerwärmung auch zu einer Zunahme in Höhe, Häufigkeit, Dauer und Verlauf von Extremereignissen wie Sturmfluten gekommen?"

Das Sturmflutklima wird hier entsprechend der Definition von Klima über einen längeren Zeitraum, nämlich über knapp 100 Jahre in einem definierten Gebiet, nämlich der Deutschen Bucht, untersucht. Hierbei wird die Wetterkomponente Wind berücksichtigt über den geostrophischen Wind, der vom Deutschen Wetterdienst zur Verfügung gestellt wurde und indirekt über den Windstau, der den wasserstandsändernden Wind in seinem Verlauf direkt abbildet. Beide werden analysiert und in einem separaten Kapitel über den sturmflutverursachenden Wind diskutiert. Daneben erfolgt die Berücksichtigung von Zyklonen, besonders rascher Zugbahnen und tiefer Kerndrücke über die Fernwellenanalyse. Die Zyklonentätigkeit, die zu Sturmfluten führt, wird indirekt über die Definition der Sturmflut analysiert. Eine detaillierte Untersuchung der Zyklonen selbst muss jedoch den Fachbereichen der Meteorologie überlassen bleiben, da es ein separates Thema darstellt, das im Forschungszusammenhang nicht die Wasserstände, sondern ausschließlich die Zyklonentätigkeit betrachtet. Eine Darstellung von Ursache und Wirkung von außertropischer Zyklonentätigkeit erfolgt detailliert bei GÖNNERT et al. (2001).

Über die Analyse des Windstauverlaufs werden die Sturmfluten klassifiziert und durch Korrelation von Anstieg, Scheitel und Abfall mit der Windstauhöhe wird das Einzelereignis

Sturmflut für jeden Pegel in ein System gebracht, das zu ordinären, schweren und sehr schweren Sturmfluten führt.

Hierdurch kann erarbeitet werden, ob unter den momentanen Klimabedingungen und den Klimaänderungen der letzten 100 Jahre die Sturmfluthöhe einem Grenzwert entgegenstrebt. Zur Einordnung dieses Grenzwertes wird eine Eintrittswahrscheinlichkeit berechnet. Eintrittswahrscheinlichkeiten geben durch ihren scheinbar klaren Wert eine Genauigkeit an, die jedoch keine Angaben über die reale Möglichkeit des Auftretens dieses Wertes geben, da er immer auch am nächsten Tag eintreten kann. Deshalb wird diese Methode diskutiert und ergänzt durch die Trendberechnung der einzelnen Windfaktoren Windgeschwindigkeitsänderung im Anstieg, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit. Durch die Erkenntnis, wie der Wind und damit der Windstau verlaufen muss, um einen Maximalwert zu produzieren, kann dargelegt werden, welche Windverhältnisse vorliegen müssen, damit sich die Sturmflutgefahr besonders schwerer Sturmfluten verschärfen würde. Weiterhin kann durch die Trendberechnung der einzelnen Faktoren angegeben werden, ob der Maximalwert "eher" eintreten kann als bisher, entsprechend der These der Beschleunigung der Ereignisse aufgrund des Klimawandels.

Das Untersuchungsgebiet ist die Deutsche Bucht, vertreten durch die Pegel Wittdün auf Amrum, Norderney, Helgoland und Cuxhaven. Der Untersuchungszeitraum beläuft sich auf die Jahre 1900 bis 1995, wobei für Wittdün, Norderney und Helgoland aufgrund fehlender Daten der Zeitraum verkürzt werden musste.

Um das Sturmflutklima zu analysieren, ist es notwendig, eine Sturmflut so zu definieren, dass der sturmflutverursachende Faktor Wind <u>durchgängig</u> erfasst wird und nicht nur der Wind, der bei Hochwasser aufgetreten ist. Demzufolge müssen alle Fluten, bei denen ein Sturmflutklima geherrscht hat, erfasst werden. Somit wird eine Sturmflut definiert als eine Flut, die einen Windstau 2 m zu jeder Tidephase erreicht. Weiterhin muss bei Tidehochwasser ein Windstau von 1.50 m vorliegen, da die Höhe des Windstaus umgekehrt proportional zur Wassertiefe ist und bei Niedrigwasser die Windstauhöhe bei gleicher Windgeschwindigkeit höher ist als bei Hochwasser.

Der Windstau ist die Differenz zwischen gelaufener Tide und mittlerer bzw. astronomischer Tide und bildet direkt den Einfluss des sturmflutverursachenden Faktors – den Wind – und dessen Änderungen ab.

Diese Definition, die Sturmflut als ein singuläres Ereignis betrachtet, basiert auf der Ausgangsbasis, dass jeweils ein zyklonales Ereignis ein unabhängiges Ereignis Sturmflut produziert. Fällt der Windstau unterhalb von 50 cm und steigt dann wieder an, so ist davon auszugehen, dass hier zwei Tiefdruckgebiete mit niedrigen Kerndrücken das Gebiet passiert und damit zwei unabhängige Ereignisse produziert haben. Somit wird die Häufigkeit der Zyklonentätigkeit über die Häufigkeit der Windstauereignisse bestimmt.

Der Untersuchung liegt so seit 1900 ein Kollektiv von 153 Windstaukurven mit 192 Sturmflutscheiteln am Pegel Cuxhaven vor.

Die Windstaukurve enthält neben dem Wind als einflussreichster Größe unter anderem astronomische Anteile und Wasserstandserhöhung durch Druck, die schnelle Zugbahnen der Tiefdruckgebiete verursachen, so genannte <u>Fernwellen</u>, weshalb diese Punkte im Vorfeld analysiert werden mussten. Von den 153 Sturmfluten fanden

- 95 zur Springtidezeit statt, wobei
  - 32 Sturmfluten bei Springtide und
  - 63 Sturmfluten in den Tagen unmittelbar vor und nach Springtide stattfanden. Von den verbleibenden Sturmtiden fanden dagegen nur

- 31 Sturmfluten bei Nipptide statt, wobei
  - 16 Sturmtiden bei Nipptide und
  - 15 Sturmtiden in den Tagen unmittelbar vor und nach Nipptide stattfanden.

Bemerkenswert ist, dass der Einfluss von Nipp- und Springtide keiner Sturmfluthöhe zugeordnet werden kann. Das bedeutet, dass die Astronomie an der Tatsache, dass Sturmfluten stattfinden und wie hoch sie werden, in der gesamten Sturmflutdynamik einen nur sehr untergeordneten Faktor bildet. Dies ist damit zu erklären, dass der Windstau höher wird, je geringer der Wasserstand ist. Umgekehrt bedeutet dies, je höher der Wasserstand bereits ist, desto größer muss der Energieeinfluss des Windes und anderer Faktoren sein, um das Wasser weiter anzustauen. Demzufolge ist der Einfluss durch Springflut auf den Wasserstand geringer, je höher der Windstau ist. Eine einfache Addition der vorausberechneten Astronomie auf den Wasserstand bzw. das einfache Abziehen dieses Einflusses vom Wasserstand ist somit nicht zulässig. Das gleiche Phänomen gilt auch für den Fernwelleneinfluss.

<u>Fernwellen</u> (external surges) wurden für den Zeitraum 1971–1995 untersucht. Es traten 75 external surges auf, die in Cuxhaven eine Reststauhöhe zwischen 10 cm und 108 cm erreichten. Die Fernwelle gewinnt zwischen Aberdeen und Immingham an Höhe, um diese wieder in der Straße von Dover zu verlieren. Infolgedessen erreicht sie in Cuxhaven in der Regel niedrigere Reststauwerte, als sie in Aberdeen hatte. Einen Anhaltswert für die Höhenentwicklung von Aberdeen bis Cuxhaven bildet die Höhendifferenz zwischen Aberdeen und Immingham, die von Immingham bis Cuxhaven etwa umgekehrt proportional wieder abfällt.

Die Dauer von Fernwellen in Aberdeen reicht von 8 h bis 36 h. Sie nimmt bis Cuxhaven deutlich ab. Ihre Häufigkeit liegt bei ein- bis sechsmal pro Jahr. Sie verteilen sich über das Jahr in erster Linie auf die Wintermonate Oktober bis März, seltener treten sie im April, August und September auf.

Die Eintrittszeitdifferenz zwischen Aberdeen und Cuxhaven liegt zwischen 13 h und 14 h. Im Sturmflutfall entstehen größere Schwankungen um diesen Wert. Der Fernwellenpeak kann zu allen Tidephasen in Cuxhaven auftreten.

Fernwellen beeinflussen jede vierte bis fünfte Sturmflut. Dies trifft im Untersuchungszeitraum der Fernwellen auf neun Fälle zu. Die Fernwellen hatten bei Sturmflut eine Höhe zwischen 25 cm und 100 cm und führten in Verbindung mit dem Windeinfluss zu niedrigen bis schweren Sturmfluten. Die Höhe der Fernwellen auch im Sturmflutfall wurde aus der genannten Reststauhöhe ermittelt. Treten sehr schwere Sturmfluten und damit sehr hohe Wasserstände auf, kann dieser Wert Ungenauigkeiten unterliegen. Die Korrelation Windgeschwindigkeit zu Wasserstandserhöhung ist abhängig von dem vorhandenen Wasserstand. Ist dieser durch eine Fernwelle bereits erhöht, wird der Wind geringere Wasserstandserhöhung bewirken. Damit wäre der Reststau zu gering ermittelt bzw. die Wasserstandserhöhung durch den Wind zu hoch eingeschätzt. Das bedeutet auch, dass im Falle einer Sturmflut und damit bei erhöhtem Wasserstand es nicht möglich ist, eine einfache Addition von Wasserstand und Fernwelle vorzunehmen.

Diese Ergebnisse werden im Hinblick auf drei Punkte diskutiert:

- 1. Welche Auswirkungen haben diese Erkenntnisse für die Berechnung eines zukünftigen Scheitelwasserstandes und damit für den Küstenschutz?
- 2. Welche Auswirkungen haben diese Ergebnisse für die Vorhersage?
- 3. Welche Bedeutung hat dies für die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung und damit für eine Klimaänderung (climate change)?

Bei Berechnung eines zukünftigen Scheitelwasserstandes über den Windstau, ist die Berücksichtigung der bisher eingetretenen Wasserstände ausreichend, da diese den bisherigen Fernwelleneinfluss und dessen Entwicklung zu allen Tidephasen mit einbeziehen. Wird
die Entwicklung der Fernwellen gar noch herausgefiltert, bei denen kein Trend berechnet werden kann, so kann man sich in der weiteren Untersuchung und Darstellung auf die Ergebnisse der Sturmflut- und damit Windstauentwicklung allein konzentrieren. Bei ausschließlicher Betrachtung von Hochwasserständen wäre dies nicht ausreichend und würde zu ungenauen Ergebnissen führen.

Für die Vorhersage muss die Fernwellenhöhe dann Berücksichtigung finden, wenn nur Windrichtung und Windgeschwindigkeit beachtet werden, da Fernwellen von diesen unbeeinflusst sind. Wird aber der Windstau für die Vorhersage genutzt, so ist die Fernwelle in selbigem enthalten. Deutlich wird, dass vor allem für die Vorhersage jene Fälle interessant sind, in denen die Windgeschwindigkeit zwar abfällt, der Stau dieser Entwicklung aber nicht folgt, so dass die nachfolgende Tide erhöht sein und die Routinevorhersage über Wind und Stau problematisch werden kann. In diesem Fall wäre eine Fernwellenvorhersage z.B. von Aberdeen hilfreich, um den genauen Verlauf des Abfalls der Windstaukurve und damit der Sturmflutkurve vorhersagen zu können. Fernwellen, die bisher bei Hochwasser aufgetreten sind, folgten dem Verlauf des Windes und konnten deshalb bisher trotz erheblicher Höhe bei der Kombination Windstau, Windgeschwindigkeit und -richtung der korrekten Vorhersage mit dem Verfahren bei Strom- und Hafenbau Hamburg nicht im Wege stehen.

Die Problematik der Fernwellenhöhe bezogen auf climate change und Treibhauseffekt (greenhouse-effect) liegt eher darin, dass nicht gesichert ist, ob sich die Geschwindigkeit, mit der die Zyklonen ziehen, bei einer globalen Erwärmung ändern könnte oder nicht. Eine Erhöhung der Zuggeschwindigkeit würde auch eine Erhöhung der Fernwellen zur Folge haben. Diese Möglichkeit wurde von Modellen bisher nicht berechnet und auch in der Natur nicht festgestellt, so dass zur Zeit nicht davon ausgegangen werden muss, dass sich die Fernwellen signifikant erhöhen werden.

Sturmfluten können nur auftreten, wenn der Wind für einen bestimmten Ort aus der <u>stauwirksamen Windrichtung</u> mit einer hohen Windgeschwindigkeit von mindestens 3 h Dauer weht. Die <u>kritische Windrichtung</u> für Cuxhaven für sehr schwere bis schwere Sturmfluten liegt bei 280° bis 310°. Sturmfluten leichter bis schwerer Art können bei 230° bis 360° auftreten. Stürme aus S führen höchstens zu kleinen Sturmfluten. Dieser Fall ist in den letzten 100 Jahren einmal aufgetreten.

Der Bereich der stauwirksamen Windrichtung für schwere Sturmfluten in Helgoland liegt bei 265° bis 280°. Sturmfluten leichter bis schwerer Art treten bei Windrichtungen von 230° bis 340° auf. Sturmfluten bei Winden aus weiter nördlichen Richtungen führen nur zu sehr niedrigen Sturmfluten.

Die stauwirksame Windrichtung für schwere Sturmfluten liegt in Helgoland in einem enger eingegrenzten, um 20° weiter westlich liegenden Bereich als in Cuxhaven. Die stauwirksame Windrichtung insgesamt reicht nicht ganz so weit nach Norden wie in Cuxhaven.

Die kritische Windrichtung für sehr schwere Sturmfluten liegt in Norderney bei 275° bis 285°, für schwere bei 255 bis 290° und für leichte bis schwere Sturmfluten bei 210° bis 290°. Der stauwirksame Bereich für sehr schwere Sturmfluten ist damit sehr eng und vergleichbar mit Helgoland.

Nach Bearbeitung der Ausgangsbedingungen Astronomie, Fernwellen und stauwirksamer Windrichtung für die einzelnen Pegel werden die in der Einleitung formulierten Ziele beantwortet.

Die <u>Analyse</u> der Sturmfluten erfolgt <u>methodisch</u> über die Berechnung einer Windstaukurve, die parametrisiert und in ihrer Dauer pro Höhenstufe berechnet wurde. Die Parameter sind jeweils mit einer Parametrisierung des Windverlaufes gleichzusetzen. So ist Anstieg des Windstaus gleichzusetzen mit der Änderung der Windgeschwindigkeit bis zum Erreichen der maximalen Windgeschwindigkeit, der Parameter Dauer des Windstaus mit der Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit, der Parameter Abfall mit der Geschwindigkeit, mit der der Wind wieder geringe Geschwindigkeiten erreicht hat. Dies ist der Grund, weshalb zum vereinfachten Verständnis zwar die Einheit h/m gebraucht wird, jedoch in der Bearbeitung und im Anhang ergänzend die Einheit m/s benutzt wird.

Über Korrelation der Parameter Anstieg, Dauer des Windstaumaximums bzw. der maximalen Windgeschwindigkeit und Abfall jeweils zur Höhe des Windstaumaximums wird die Wirkung des Wind- und Windstauverlaufes auf Windstaumaxima ordinärer, schwerer und sehr schwerer Sturmfluten untersucht. So werden Kenntnisse über Ursache und Wirkung des Windverlaufs auf den Sturmflutverlauf herausgearbeitet. Hierdurch kann festgestellt werden, dass bei einigen Pegeln die Korrelation einem Grenzwert der Höhe bei momentanen Klimabedingungen zustrebt. Es wird analysiert, ob dieser Grenzwert gleichzusetzen ist mit dem Wert, bei dem der exponentielle Anstieg des Windstaus in Relation zur Windgeschwindigkeit "abknickt" und nur asymptotisch oder nur sehr langsam ansteigt. Weiterhin wird der zum Erreichen dieses Wertes notwendige Wind- bzw. Sturmflutverlauf über die maximale Windstaukurve dargestellt. Anhand der Entwicklung der einzelnen Parameter im 20. Jahrhundert kann festgestellt werden, ob das Sturmflutklima eine Tendenz zu einem beschleunigten Eintreten aufweist.

Seit 1901 weisen die Sturmfluten in der Nordsee keinen Anstieg der <u>Scheitelhöhe</u> auf, der größer ist als der Anstieg des MThw im gleichen Zeitraum. Dagegen steigt die <u>Häufigkeit</u> der Sturmflutscheitel seit 1950, die Anzahl der Windstaukurven hingegen wird deutlich weniger. Das bedeutet, dass Windstaukurven, die mehr als einen Sturmflutscheitel umfassen, in den letzten 50 Jahren in der Anzahl leicht zugenommen haben. In der vorliegenden Untersuchung werden diese Ereignisse als <u>Kettentiden</u> bezeichnet und für den Zeitraum seit 1850 gesondert betrachtet. Seit 1850 zeigt sich eine leichte Zunahme dieser so genannten Kettentiden. Bemerkenswert ist hierbei, dass diese Einzelereignisse besonders langer Dauer keineswegs niedrige Sturmflutereignisse sind, sondern vielmehr in den Bereich der schweren und sehr schweren Sturmfluten gehören.

Für die detaillierte Analyse des Sturmflutklimas, das heißt des <u>sturmflutverursachenden</u> <u>Windverlaufes zur Tidephase</u>, muss die <u>Lage der Windstaumaxima zur Periode</u> analysiert werden. Erwartungsgemäß liegen die Windstaumaxima der Pegel Norderney, Cuxhaven und Wittdün gehäuft um Tideniedrigwasser, mit Schwerpunkt auf 1 h nach Tideniedrigwasser. Am ausgeprägtesten ist dieses Phänomen in Wittdün, wo von den 114 Windstaukurven 53 – also 47% – ihr Windstaumaximum im Zeitraum von Tideniedrigwasser bis 1 h danach aufweisen.

Die Verteilung der Windstaumaxima zur Periode ist in Norderney größer als in Cuxhaven mit bereits deutlicher Konzentration auf Tnw I und dem Flutast bis Thw I. Die Konzentration um Tnw I nimmt bis Wittdün zu. Dieser Ablauf ist, aufgrund der räumlichen Lage der Insel, für Helgoland nicht nachzuweisen.

Helgoland weist die größte Häufigkeit der Windstaumaxima 1.5 h bis 3 h nach Tnw I mit knapp 30% (29 von 98 Windstaukurven) auf. Das ist der Zeitraum, in dem für Norderney, Cuxhaven und Wittdün eine sehr geringe Häufigkeit zu verzeichnen ist. Diese liegt für Helgoland um Tnw I vor, einem Zeitraum, in dem die größte Häufigkeit bei den anderen Pegeln festgestellt werden kann. Erklärt werden können diese Unterschiede durch die differierende Topographie, bei der Helgoland als Hochseepegel deutlich herausfällt.

Für die Deichbemessung wird häufig eine <u>Eintrittswahrscheinlichkeit</u> berechnet. In der Regel erfolgt sie nur über die Berechnung von Scheitelwasserständen und nicht über alle eingetretenen Windstaumaxima zu jeder Tidephase. Erst die Berechnung einer Eintrittswahr-

scheinlichkeit unter Trennung der Windstaumaxima in Peaks um Niedrigwasser und um Hochwasser bildet eine Grundlage für realistische Werte, die alle möglichen Windsituationen, die zu Sturmfluten führen können, berücksichtigt und damit einen realistischen Wert für die Deichbemessung liefert. Neben der Eintrittswahrscheinlichkeitsberechnung in Relation zur Tidephase muss aber für die Deichbemessung berücksichtigt werden, dass z.B. in Cuxhaven bei Hochwasser nur 90% der Windstauhöhe erreicht wird wie bei Niedrigwasser. Dieses Verhältnis muss dann in der praktischen Anwendung für jeden Pegel ergänzend bestimmt werden, was die Aufgabe der Praxis ist. Die Ergebnisse aus der Eintrittswahrscheinlichkeit für die Pegel Norderney, Wittdün und Helgoland dienen daneben als Anhaltswert bei der Berechnung eines Grenzwertes der Windstauhöhe.

Zur <u>Klassifizierung und Charakterisierung</u> der Sturmfluten werden die Parameter Anstieg, Scheitel und Abfall in *kurz* und *lang* unterschieden. Die Grenze zwischen *kurz* und *lang* liegt bei der Kennzahl 6 h/m für Anstieg und Abfall sowie 6 h für den Scheitelbereich. Indirekt wird auf diese Weise in füllige und nicht füllige Sturmfluten differenziert. Es entstehen auf diese Weise neun Sturmflutcharakteristika, deren Ergebnisse sich wie folgt zusammenfassen lassen:

- 1. Es fallen nicht zwangsläufig die gleichen Sturmfluten an allen vier Pegeln in eine Kategorie, weil die spezifische Exposition und Topographie vor Ort die gleiche Windsituation zu differierenden Charakteristika führen kann.
- 2. An allen vier Pegeln gibt es die größte Häufigkeit an Windstaukurven in der Kategorie *lang-kurz-lang*, gefolgt von *lang-lang-lang* und dann *kurz-kurz-lang*. Nur in Cuxhaven enthalten die Kategorien *lang-lang-lang* und *kurz-kurz-lang* etwa die gleiche Häufigkeit.
- 3. Die deutliche Zunahme der Kategorie *lang-lang* und die Zunahme der Windstaukurven mit zwei Scheiteln korreliert mit der Zunahme von langen Windstaukurven.
- 4. Die Windstaukurven mit zwei Windstaumaxima zeigen einen Anstieg in der Sturmflutscheitelhöhe in Cuxhaven und in St. Pauli.
- 5. Kurze Anstiege führen in Cuxhaven und Wittdün zu sehr hohen Windstaumaxima. Die Kombination aus kurzen Anstiegen in Verbindung mit einer langen Komponente führt häufig zu schweren bis sehr schweren Sturmfluten, in Helgoland und Norderney nur zu schweren Sturmfluten.
- 6. Diese Aussage kehrt sich in der Kategorie *kurz-lang-lang* um. Während in Wittdün und Cuxhaven schwere Sturmfluten in dieser Kategorie auftreten, treten in Norderney und Helgoland sehr schwere auf.
- 7. In Norderney und Helgoland sind im Vergleich zu Wittdün und Cuxhaven insgesamt flachere Windstaukurven nötig, um eine hohe Sturmflut zu erreichen.
- 8. Lange Abfälle führen an allen Pegeln zu Kettentiden!
- 9. An allen vier Pegeln können Kettentiden auch zu schweren Sturmflutscheiteln führen. Die Kombination aus langer Dauer und hohen Hochwasserscheiteln birgt eine deutliche Gefahr.
- 10. An allen vier Pegeln nehmen Kettentiden zu.
- 11. An allen Pegeln liegt eine Zunahme in jenen Kategorien vor, in denen auch schwere und sehr schwere Sturmfluten auftreten.
- 12. Die Differenz der Scheitelhöhen zwischen Cuxhaven und Hamburg-St. Pauli steigt nahezu in allen Kategorien an. Nur in der Kategorie *kurz-kurz-kurz* lässt sich kein Trend erkennen.

Die <u>Dauer</u> der Windstaukurven hat an allen vier Pegeln zugenommen, wobei 1981–90 das vorläufige Maximum erreicht wurde. Über die Parametrisierung der Windstaukurve stellte

sich heraus, dass der <u>Verlauf der mittleren Windstaukurve</u> und damit einer mittleren Sturmflut in Helgoland, Norderney und Cuxhaven länger geworden ist. Nur in Wittdün verkürzt sie sich. Interessant ist hierbei, dass die mittleren Windstaukurven sich in ihren Gesamtdauer angeglichen haben. Die Zunahme der Dauer ist somit nicht nur mit der Zunahme von Einzelereignissen besonders großer Dauer zu erklären, sondern auch mit der Verlängerung der mittleren Sturmflut.

Diesen Ergebnissen entspricht die <u>Auswertung der Winddaten</u>, die vom Deutschen Wetterdienst, Seewetteramt Hamburg zur Verfügung gestellt wurden. Es zeigt sich ein leichter Anstieg der Gesamtdauer der Windgeschwindigkeit  $\geq 17$  m/s der Windrichtung 240°  $\leq dd \leq 330°$ . Dieser Trend ist zwar deutlich vorhanden, fällt aber unter die natürliche Variabilität der Änderung der Dauer der Windrichtung in der Deutschen Bucht. Die Analyse der Häufigkeit der Ereignisse zeigt, dass eine Zunahme der Häufigkeit in der Dauer von 6 h bis 9 h vorliegt bei Ereignissen mit Windgeschwindigkeit  $\geq 17$  m/s der Windrichtung 240°  $\leq dd \leq 330°$ . Dies korreliert mit der Vergrößerung der mittleren Windstaukurve. Weiterhin liegt eine Zunahme der Häufigkeit der Windereignisse mit einer Dauer  $\geq 20$  h vor, was mit der Zunahme einzelner Sturmflutereignissen besonders langer Dauer korreliert.

Über die Korrelation der Parameter lässt sich feststellen, wie der Windverlauf pro Pegel sein muss, um ordinäre, schwere und sehr schwere Windstaumaxima zu bilden. Hierbei streben die Korrelationen an einigen Pegeln einem Grenzwert zu, der definiert werden kann.

Für Cuxhaven gilt, dass Windstaumaxima von 200 bis 430 cm bei allen Windstauverläufen vorkommen können. Insgesamt besteht jedoch die Tendenz, je schneller der Wind seine maximale Windgeschwindigkeit erreicht, um so höher werden die Windstaumaxima. Somit erreichen in Cuxhaven kurzfristige, schnelle Windgeschwindigkeitsänderungen die höchsten Windstaumaxima, bei kürzeren Scheiteldauern werden in der Regel höhere Windstaumaxima erreicht. Die Abfallneigung hat ausschließlich einen Einfluss auf die Länge von Sturmfluten.

Für Helgoland gilt, dass die meisten Windstaumaxima bei einem Anstieg zwischen 5 h/mund 10 h/m gebildet werden. Sie erreichen Höhen zwischen 175 und 255 cm. Hohe Windstauwerte werden in Helgoland bei einem schnellen Anstieg des Windstaus erreicht, sehr hohe bei einem mittleren Anstieg. Es besteht eine Abhängigkeit der Scheiteldauer zum Windstaumaximum. Lange Scheiteldauern verursachen kleinere Windstaumaxima, während kurze Scheitel hohe Maxima produzieren. Ein langsamer Abfall des Windstaus tritt nur bei niedrigen Windstaumaxima auf. Sehr hohe Windstaumaxima treten bei einer mittleren Scheiteldauer von 7 h/m auf.

In Norderney werden Windstaumaxima zwischen 140 cm und 330 cm erreicht. Sie treten bei einer Anstiegsneigung zwischen 5 h/m und 8 h/m auf. Sehr hohe Windstaumaxima treten bei schnellen (im Maximum bei 3 h/m), aber nicht sehr schnellen Anstiegen auf. Windstaumaxima bis 210 cm treten bei allen Scheiteldauern auf. Erst bei schweren und sehr schweren Windstaumaxima liegt einen Abhängigkeit derart vor, dass diese nur von geringeren Dauern erreicht werden. Es liegt eine große Streuung bei der Korrelation Windstaumaximum zu Scheiteldauer vor. Relativ große Windstauhöhen treten noch bei einem langsamen Abfall des Windstaus auf.

Auch für Wittdün zeigt sich eine große Spannbreite in der Anstiegsneigung. Zwar liegt der größte Teil der Windstaukurven zwischen 5 h/m und 10 h/m mit Windstaumaxima zwischen 190 cm und 280 cm. Bei höheren Werten ist aber eine recht gleichmäßige Verteilung vorzufinden. So ist ebenso wie für Cuxhaven festzustellen: Je schneller der Windstau ansteigt, desto höher kann das Windstaumaximum werden. Ebenso lässt sich hier der Umkehrschluss bilden, dass sehr kleine Windstaumaxima (bis 160 cm) nicht von Anstiegsneigungen < 5 h/m gebildet werden. Auch bei der Scheiteldauer gilt bei Windstaumaxima oberhalb von 200 cm:

je kürzer die Scheiteldauer, desto höher das Windstaumaximum. Allerdings werden wie in Helgoland und Norderney sehr schwere Windstaumaxima nicht bei ganz kurzen Scheiteldauern wie bei einem Grenzwert gebildet, sondern zwischen 3 h und 5 h. Es ist kein direkter Zusammenhang zwischen Abfallkennzahl und Windstaumaximum zu erkennen.

Neben den Erkenntnissen zum allgemeinen Sturmflutverlauf und dessen Wirkung auf die Windstaumaxima lässt sich aus diesen Korrelationen eine maximale Windstaukurve unter den Klimaänderungen seit 1900 errechnen. So lässt sich für Cuxhaven ein <u>Grenzwert</u> von 450 cm, für Helgoland von 330 cm, für Wittdün von 390 cm und für Norderney von 340 cm– 350 cm berechnen. Während für Cuxhaven aufgrund der langen Datenreihe sich der Grenzwert eindeutig bestimmen lässt, führt die verkürzte Zeitreihe für Helgoland und Norderney zu einem maximalen Wert, der durch Berechnung verschiedener Funktionen bestätigt werden kann. Ob dieser einen sicheren Grenzwert repräsentiert, kann jedoch für diese Pegel nicht eindeutig definiert werden. Dagegen lässt das Ergebnis von Cuxhaven die Aussage zu, dass dieser Grenzwert auch der Wert ist, ab dem der <u>exponentielle Anstieg\_der Windstaukurve\_abgebremst wird</u>.

Für <u>Vorhersage, Deichsicherheit</u> und die Angabe, ob eine Windentwicklung vorliegt, die diesen Wert zur Zeit eher eintreten lässt als bisher, muss auch der Verlauf der Windstaukurve, die diesen Wert produzieren kann, ermittelt werden. Hierzu werden die Grenzbereiche der Korrelationen ermittelt, die über sehr hohe Windstaumaxima hinausgehen.

So ist die maximal mögliche Windstaukurve für Wittdün und Cuxhaven jeweils gekennzeichnet durch einen sehr kurzen Anstieg mit einer kurzen Scheiteldauer und einen langen Abfall, jene für Helgoland und Norderney durch einen mittleren Anstieg und Abfall. Demzufolge ist die maximal mögliche Windstaukurve für Helgoland und Norderney wesentlich symmetrischer mit längeren Anstiegen und Scheiteldauern.

Eine maximale Windstaukurve muss nicht jene sein, die den maximalen Scheitelwert bildet. Bisher eingetroffene sehr schwere Sturmfluten in Cuxhaven sind gekennzeichnet durch schnelle Anstiege und eine lange Komponente – entweder Scheiteldauer oder Abfall. Da die berechnete maximale Windstaukurve genau diesen Kriterien entspricht, ist davon auszugehen, dass diese in Cuxhaven den maximalen Scheitelwert bewirkt. Die lange Komponente muss allerdings deutlich vertreten sein und kann auch der in der maximalen Windstaukurve als kurz dargestellte Scheitelbereich sein.

Auch für Helgoland, Wittdün und Norderney bildet die ermittelte maximale Windstaukurve jene, die eine sehr schwere Sturmflut bilden kann. In Norderney müsste allerdings die Scheiteldauer *lang* statt *kurz* sein.

Für die <u>Plausibilisierung von Modellergebnissen</u> hat sowohl die Berechnung der maximalen Windstaukurve als auch die Analyse der Bedingungen für die ordinären, schweren und sehr schweren Sturmfluten einen Anhalt, ob die Ergebnisse der Modellberechnungen dem Sturmflutsystem an jedem einzelnen Pegel entsprechen. Ergebnisse, die aus den systematischen, empirischen und in Grafiken dargestellten Daten der Sturmfluten im 20. Jahrhundert deutlich herausragen und nicht physikalisch erklärbar sind, wären sinnvoll zu überprüfen. Bei den physikalischen Erklärungen sollte berücksichtigt werden, dass vor allem für den Pegel Cuxhaven der berechnete Wert als jener zu betrachten ist, bei dem die Windstaukurve nicht mehr exponentiell ansteigt, sondern nur noch sehr verlangsamt ansteigt.

Für den <u>Hochwasserschutz</u> von Bedeutung ist die Frage, ob unter momentanen Klimabedingungen der Trend besteht, dass der maximale Wert "eher" als bisher eintreten kann und damit die <u>Eintrittswahrscheinlichkeit</u> angestiegen ist.

Die Entwicklung der Parameter seit 1900 zeigt, ob der Trend der einzelnen Windkomponenten Anstieg, Dauer der maximalen Windgeschwindigkeit und Windabfall eine größere Gefahr des Eintretens dieses maximalen Wertes aufweist. Der Trend zeigt jedoch in Richtung längerer oder gleichbleibender Kennzahlen in Cuxhaven, Norderney und Helgoland. Infolgedessen liegt keine Möglichkeit eines schnelleren Eintritts der maximal möglichen Windstaukurve zur Zeit vor. Nur für Wittdün weist die Verkürzung der Windstaukurve auf eine etwas größere Gefahr des Eintritts einer maximal möglichen Windstaukurve hin.

Weiterhin lässt sich festhalten, dass für jeden Pegel eine eigene maximal mögliche Windstaukurve zu definieren ist, die aufgrund der Lage und Topographie zu verschiedenen Windklimaten auftreten kann.

Flussaufwärts gelegene Städte wie Hamburg sind stärker von diesen Veränderungen im Sturmflutverlauf betroffen. Schwere Sturmfluten können flussaufwärts durch langes Andauern des Windstaumaximums und langsames Abfallen der Windgeschwindigkeit höher auflaufen. Demzufolge können die Veränderungen der Sturmfluten an der Küste zu höheren Scheitelwerten in flussaufwärts gelegenen Orten führen. Für schwere Sturmfluten muss der Windstauwert bereits an der Küste hoch sein. Dies erfolgt durch schnellen Anstieg der Windgeschwindigkeit. Demzufolge ist es nicht möglich, eine sehr frühe Vorhersage (d.h. mehr als 12 h im voraus) für sehr hohe Sturmfluten zu erstellen.

## 19. Kurzzusammenfassung

Die allgemeine Diskussion um einen globalen Klimawandel zieht auch jene spezielle um die Änderung der Sturmfluten nach sich. Am Beispiel der Pegel Cuxhaven, Norderney, Wittdün und Helgoland werden Sturmfluten zunächst in einem Blick zurück in der Nordsee seit 1900 analysiert, einem Zeitraum, in dem von einer globalen Erwärmung von 0,6°C  $\pm$  0,2°C (HOUGHTON et al., 2001) ausgegangen wird. Hierbei wird der gesamte Sturmflutverlauf über die Windstaukurve hinsichtlich Höhe, Häufigkeit, Dauer, Anstieg, Scheitel und Abfall analysiert.

Für die Erweiterung des theoretischen Kenntnisstandes von Sturmfluten werden über Parametrisierung der Windstaukurve die Sturmfluten klassifiziert und ein Maximalwert unter momentanen Klimabedingungen berechnet, der in Cuxhaven dem Grenzwert entspricht, bei dem der Anstieg der Windstaukurve in Relation zur Windgeschwindigkeit nicht mehr exponentiell ansteigt.

Es wird analysiert, ob der maximale Windstauwert unter momentanen Klimabedingungen eher eintritt als bisher. Für den kürzeren Blick nach vorn dient dies der Praxis zur Bewertung des momentanen Hochwasserschutzes. Für den weiteren Blick bilden Grenzwert und Klassifizierung der Sturmfluten eine Grundlage zur Plausibilisierung zukünftiger Extremwertuntersuchungen, deren Ergebnisse logisch das klassifizierte Sturmflutsystem je Pegel ergänzen müssen.

Die Windstaukurve ist die Differenzkurve zwischen der eingetretenen und der für dieselbe Zeit vorausberechneten astronomischen bzw. mittleren Tide. Sie bildet in ihrem Verlauf direkt den Wind und dessen Änderungen ab, weshalb bei dessen Analyse auch von Sturmflutklima gesprochen werden kann. Eine Sturmflut muss hier einen Windstau von

2 m zu jeder Tidephase erreichen und 1.50 m über MThw liegen. Im Windstau sind neben dem Wind auch der Einfluss der Astronomie und Fernwellen enthalten. Diese werden detailliert untersucht. Die Spring- und Nipptiden spielen bei dem Ereignis Sturmflut eine untergeordnete Rolle, die nur einen geringfügigen Einfluss auf die Höhe einer schweren oder sehr schweren Sturmflut hat. Im Zeitraum 1971–1995 traten Fernwellen bei jeder vierten bis

fünften Sturmflut auf und erreichten während einer Sturmflut in Cuxhaven Höhen von 25 cm bis 100 cm.

Es wird weiterhin die kritische Windrichtung für Sturmfluten je Pegel herausgearbeitet. Zur Entstehung schwerer und sehr schwerer Sturmfluten muss in Cuxhaven ein Wind hoher Geschwindigkeit aus 280° bis 310° wehen, in Helgoland aus 265° bis 280° und in Norderney aus 275° bis 285°. Für leichte bis schwere Sturmfluten liegt das Spektrum breiter. So werden in Cuxhaven leichte bis schwere Sturmfluten von Winden aus 230° bis 360°, in Helgoland aus 230° bis 340° und in Norderney aus 210° bis 290° gebildet.

Die globale Erwärmung hat bei den Sturmfluten in der Deutschen Bucht folgende Spuren hinterlassen. Seit 1901 weisen die Sturmfluten in der Nordsee keinen Anstieg der Scheitelhöhe auf. Dagegen steigt die Häufigkeit der Sturmflutscheitel seit 1950, die Anzahl der Windstaukurven hingegen nicht. Das bedeutet, dass jene Windstaukurven, die mehr als zwei Sturmflutscheitel umfassen, in den letzten 50 Jahren leicht zugenommen haben. Erkennbar ist, dass Einzelereignisse mit mehr als zwei aufeinanderfolgenden Sturmflutscheiteln geringfügig zugenommen haben.

Die Dauer der Windstaukurven hat an allen vier Pegeln zugenommen, wobei 1981–90 das vorläufige Maximum erreicht wurde. Über die Parametrisierung der Windstaukurven stellte sich heraus, dass die mittleren Windstaukurven in Helgoland, Norderney und Cuxhaven länger geworden sind. Die Zunahme der Dauer ist somit nicht nur mit der Zunahme von Einzelereignissen besonders großer Dauer zu erklären, sondern auch mit der Verlängerung der mittleren Sturmflut. Nur in Wittdün liegt eine Verkürzung der mittleren Windstaukurve vor. Die Analyse der Winddaten bestätigt diese Ergebnisse.

Über die Korrelation der Parameter der Windstaukurve lässt sich ableiten, welche Windbedingungen vorliegen müssen, um eine ordinäre, schwere oder sehr schwere Sturmflut zu produzieren. Weiterhin lassen sich hiermit maximale Windstaukurven\* ermitteln. So lässt sich für Cuxhaven ein Grenzwert von 450 cm, für Helgoland von 330 cm, für Wittdün von 390 cm und für Norderney von 340 cm–350 cm berechnen. Während für Cuxhaven und Wittdün dieser Wert eine Grenzhöhe der letzten 100 Jahre bildet, kann aufgrund der kürzeren Datenreihe für Norderney und Helgoland "nur" von einem bisher sich ergebenden maximalen Wert gesprochen werden. Für Cuxhaven bildet dieser Wert den theoretischen Grenzwert, bei dem der Windstau aufgrund zunehmender Windgeschwindigkeit nicht mehr exponentiell sondern deutlich verlangsamt ansteigt.

Die maximal mögliche Windstaukurve für Wittdün und Cuxhaven ist jeweils gekennzeichnet durch einen sehr kurzen Anstieg mit einer kurzen Scheiteldauer und einem langen Abfall, jene für Helgoland und Norderney durch einen mittleren Anstieg und Abfall. Demzufolge ist die maximal mögliche Windstaukurve für Helgoland und Norderney wesentlich symmetrischer mit längeren Anstiegen und Scheiteldauern als in Cuxhaven und Wittdün.

Eine maximale Windstaukurve muss nicht jene sein, die den maximalen Scheitelwert bildet. Die Überprüfung der bisher gelaufenen höchsten Sturmfluten ergab, dass in Cuxhaven die maximale Windstaukurve auch einen maximalen Scheitelwert bilden könnte. Es muss aber ein langer Scheitelbereich oder ein langer Abfallgradient vorliegen. Auch für Helgoland, Wittdün und Norderney ist die maximale Windstaukurve jene, die eine sehr schwere Sturmflut bilden kann. In Norderney müsste allerdings die Scheiteldauer *lang* statt *kurz* sein.

Für den Hochwasserschutz und den Blick in die Zukunft ist die Einordnung dieser Windstaukurve in die momentane Klimaentwicklung von Bedeutung. Der Trend der Para-

<sup>\*</sup> Der höchste Wert, der sich aus den seit 1900 eingetretenen Sturmfluten berechnen lässt.

meter Anstieg, Scheitel und Abfall seit 1900 weist nicht auf eine schnellere Eintrittswahrscheinlichkeit einer maximalen Windstaukurve und damit einer höchsten Sturmflut hin. Nur in Wittdün geht der Trend in Richtung schnellerer Windgeschwindigkeitsanstiege, weshalb die Möglichkeit, dass der Maximalwert eintritt, größer geworden ist.

Flussaufwärts gelegene Städte wie Hamburg sind stärker von diesen Veränderungen im Sturmflutverlauf betroffen. Schwere Sturmfluten können flussaufwärts durch langes Andauern des Windstaumaximums und langsames Abfallen der Windgeschwindigkeit ansteigen. Demzufolge können die Veränderungen der Sturmfluten an der Küste zu höheren Scheitelwerten an flussaufwärts gelegenen Orten führen. Für schwere Sturmfluten muss der Windstauwert bereits an der Küste hoch sein. Dies erfolgt durch schnellen Anstieg der Windgeschwindigkeit. Demnach ist es nicht möglich, eine sehr frühe Vorhersage (d.h. mehr als 12 h im voraus) für sehr hohe Sturmfluten zu erstellen.

## 20. Schriftenverzeichnis

- ANNUTSCH, R.: Wasserstandsvorhersage und Sturmflutwarnung. In: Der Wetterlotse, 393/394: 122–141, 1977.
- AUSSCHUSS "KÜSTENSCHUTZWERKE" DER DEUTSCHEN GESELLSCHAFT FÜR ERD- UND GRUND-BAU e.V. SOWIE DER HAFENBAUTECHNISCHEN GESELLSCHAFT e.V.: Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken – EAK 1981. In: Die Küste, 36: 1–320, 1981.
- BRAHMS, A.: Anfangsgründe der Deich- und Baukunst. Band 1. Aurich. 1754.
- BUSCH, U. u. ROTH, R.: Klimaprognosen im Hinblick auf die Sturmaktivität in der Deutschen Bucht. In: Hansa, (135) 6: 70–73, 1998.
- DAVIES, A. M.: Application of Numerical Models to the Computation of the Wind-Induced Circulation of the North Sea During JONSDAP '76. In: "Meteor" Forschungsergebnisse. Serie A, 22: 53–68, 1980.
- DAVIES, A. M. u. FLATHER, R. A.: The Application of Numerical Models to Storm Surge Prediction. Inst. of Oceanogr. Sc., Birkenhead, 1975.
- DAVIES, A. M. u. FLATHER, R. A.: Computation of the Storm Surge of 1.–6. April, 1973, Using Numerical Models of the North West European Continental Shelf and the North Sea. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift 30: 139–162, 1977.
- DEFANT, A.: Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen, sowie die Wasserbewegungen im Atlantischen Ozean. In: Wissenschaftliche Ergebnisse Deutsch. Atlant. Exp. "Meteor" 1925–27, 6, Teil 1, Lfg. 5: 145–157, 1941.
- DIETRICH, G. et al.: Allgemeine Meereskunde. Stuttgart, 1975.
- DIETZE, W.: Über den Begriff "Sturmflut". In: Zwischen Ems und Jade. Mitteilungsblatt der WSD Aurich, 1, 1974.
- ERCHINGER, H. F.: Sturmfluten, eine zunehmende Bedrohung der Küste als Folge von Klimaveränderungen. In: Hansa, (129) 12: 1381–1382, 1992.
- FERK, U.: Zur Definition einer Sturmflut. Änderungen der Hamburger Sturmflutkartei, Interner Vermerk. Hamburg, Amt Strom- und Hafenbau. (unveröffentlicht), 1993.
- FERK, U.; GÖNNERT, G. u. SIEFERT, W.: Storm Surges in the Southern North Sea and the Elbe Estuary since 1901. In: Hydrocoast 95. A contribution to the UNESCO-IHP project H-2-2: 93-103, 1995.
- FISCHER, O.: Das Wasserwesen an der schleswig-holsteinischen Nordseeküste. (= Hydrographie des Küstengebietes, Teil III, 7), 1955.
- FÜHRBÖTER, A.: Über zeitliche Änderungen der Wahrscheinlichkeit von Extremfluten an der deutschen Nordseeküste. In: Mitteilungen des Leichtweiß-Institutes der TU Braunschweig, 51: 1–199, 1976.
- FÜHBÖTER, A.: Über die Verweilzeiten und Wellenenergien bei Sturmfluten. In: Mitteilungen des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig, 65: 1–29, 1979.
- FÜHRBÖTER, A. et al.: Sturmflutwahrscheinlichkeit an der deutschen Nordseeküste nach verschiedenen Anpassungsfunktionen und Zeitreihen. In: Die Küste, 47: 164–186, 1988.

- FÜHRBÖTER, A. u. TÖPPE, A.: Duration of Storm Tides at High Water Levels. In: Storm Surges, River Flow and Combined Effects. A contribution to the UNESCO-IHP project H-2-2. Hamburg: 45–54, 1991.
- GÖNNERT, G.: The Analysis of Storm Surge Climate Change Along the German Coast During the 20th Century. In: Journal of Quarternary International, 48: 115–121, 1997.
- GÖNNERT, G.: Development of Storm Surge in the Southern North Sea since 1900 and its Practical Applications of the Results. In: KELLETAT, D. (ed.): German Geographical Coastal Res. The Last Decade. Tübingen: 95–106, 1998.
- GÖNNERT, G.: Sturmfluten im Elbeästuar. In: Schriftenreihe der Niedersächsischen Akademie für Geowissenschaften, 14: 24–35, 1998a.
- GÖNNERT, G.: Veränderung des Charakters von Sturmfluten in der Nordsee aufgrund von Klimaänderung in den letzten 100 Jahren. In: Marburger Geographische Schriften, 134: 24–38, 1999.
- GÖNNERT, G.; DUBE, S. K.; MURTY, T. S. u. SIEFERT, W.: Global Storm Surges: Theory, Observations and Applications. (= Die Küste, 63), 2001.
- GÖNNERT, G. u. FERK, U.: Natürliche und anthropogen beeinflußte Entwicklung von Sturmfluten in der Deutschen Bucht und der Unterelbe. In: Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft, 18: 13–31, 1997.
- GÖNNERT, G. u. FERK, U.: Sturmflutschutz angesichts globalem Klimawandels und anthropogenen Einflüssen. Dargestellt am Beispiel von Deutscher Bucht und Elbe. In: BLOTEVO-GEL, H.; OSSENBRÜGGE, J. u. WOOD, G.: Lokal verankert, weltweit vernetzt. 52. Deutscher Geographentag Hamburg, 163–169, 2000.
- GÖNNERT, G. u. MÜLLER-NAVARRA, S.: Simulation der Sturmflut vom 3.12.1999 unter Veränderung der Zugbahn des Sturmtiefs Anatol. Ergebnis einer Arbeitsgruppe in Zusammenarbeit mit dem DWD, BAW-AK, BSH und Strom- und Hafenbau (unveröffentlicht), 2000.
- GÖNNERT, G. u. SIEFERT, W.: Sturmflutatlas Cuxhaven. Hamburg, Strom- und Hafenbau. (= Studie Nr. 92), 1998.
- GRAßL, H.: Globaler Wandel. In: SCHELLNHUBER, H.-J. u. STERR, H. (Hg.): Klimaänderung und Küste. Einblick ins Treibhaus. Berlin: 28–37, 1993.
- GRAßL, H.: Nur aus Forschung zum globalen Wandel folgt Nachhaltigkeit. In: Geographische Rundschau, 5: 268–272, 1998.
- GRAßL, H. u. KLINGHOLZ, R.: Wir Klimamacher Auswege aus dem globalen Treibhaus. Frankfurt/Main, 1990.
- HANSEN, W.: Wissenschaftliches Gutachten über Grundlagen für die künftige Gestaltung des Hochwasserschutzes in Hamburg. Hamburg, 1965.
- HEGERL, G.; HASSELMANN, K. u. LATIF, M.: Natürliche Klimavariabilität und anthropogene Klimabeeinflussung. In: LOZAN, J. L.; GRAßL, H. u. HUPFER, P.: Das Klima des 21. Jahrhunderts. Hamburg: 155–164, 1998.
- HENSEN, W.: Ursachen der Wasserstandsanhebung an der deutschen Nordseeküste. In: Die Bautechnik, (1) 16, 1938.
- HOUGHTON et al.: Climate Change. The IPCC Scientific Assessment. Cambridge, 1990.
- HOUGHTON et al.: Climate Change. Radiative Forcing of Climate Change and Evaluation of the IPCC IS92 Scenario. Cambridge, 1995.
- HOUGHTON et al.: Climate Change 1995 The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of Intergovenmental Panel of Climate Change. Cambridge, 1996.
- HOUGHTON et al.: Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of Intergovenmental Panel of Climate Change. Cambridge, 2001.
- JENSEN, J.: Überlegungen zur künftigen Entwicklung der Sturmflutwasserstände an der Nordseeküste. In: Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau, 60: 235–255, 1987.
- JENSEN, J.: Windstauanalysen zur Änderung des Sturmflutklimas in Nord- und Ostsee. Protokoll der 3. Sitzung des KFKI-Projekts (unveröffentlicht), 1996.
- KAAS, E.; LI, T. S. u. SMITH, T.: Statistical Hindcast of Wind Climatology in the North Atlantic and Northwestern European Region. In: Climate Research, 7: 97–110, 1996.

KELLETAT, D. (ed.): German Geographical Coastal Res. The Last Decade. Tübingen, 1998.

KOOPMANN, G.: Wasserstandserhöhungen in der Deutschen Bucht infolge von Schwingungen

und Schwallerscheinungen und deren Bedeutung bei der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, (15) 5, 1962.

- KRÜGER, W.: Wangerooge, wie sie wurde, war und ist. Bremen, 1929.
- KURCZACK, G.: Lehren aus Sturmfluten. In: Die Weser, (48) 2, 1974.
- LÄNDER-ARBEITSGRUPPE: Bemessungswasserstände entlang der Elbe. In: Die Küste, 47: 31–50, 1988.
- LANDOLDT-BÖRNSTEIN: Zahlenwerke und Funktionen aus der Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. III. Band: Astronomie und Geophysik. Berlin, 1952.
- LASSEN, H.: Örtliche und zeitliche Variationen des Meeresspiegels in der südöstlichen Nordsee. In: Die Küste, 50: 67–95, 1989.
- LASSEN, H.: Interpretationen von Wasserstandsänderungen in der Deutschen Bucht auf der Basis der Ergebnisse eines KFKI-Projektes. In: Die Küste, 57: 121–134, 1995.
- LASSEN, H.; SIEFERT, W. u. GÖNNERT, G.: Windstauentwicklung in dem Tiefwasserbereich der südöstlichen Nordsee bei Sturmwetterlage. In: Die Küste, 64: 87–125, 2001.
- LAUCHT, H.: Über hohe Sturmfluten und ihre Häufigkeit in Hamburg. (= Schriftenreihe der Behörde für Wirtschaft und Verkehr der Freien und Hansestadt Hamburg, 4), 1968.
- LAUCHT, H.: Über den Wert statistischer Sturmflutanalysen und Prognosen. In: Die Küste, 30: 1–7, 1977.
- LEPPIK, E.: Die Sturmfluten in der Elbemündung in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts. In: Bes. Mitteilungen zum Dt. Gewässerkundl. Jahrbuch 1, 1950.
- LIESE, R. u. LUCK, G.: Verfahren zum Nachweis von Veränderungen der Tidehochwasserstände in der Deutschen Bucht. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 5, 1978.
- LOZAN, J. L.; GRABL, H. u. HUPFER, P.: Das Klima des 21. Jahrhunderts. Hamburg, 1998.
- Lüders, K.: Gedanken über den Küstenschutz Eine ernste Betrachtung seltsamer Anschauungen. In: Wasser und Boden, (8) 1: 2–15, 1956.
- LÜDERS, K.: Sturmtidenketten. In: Forschungsstelle für Insel und Küstenschutz der niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung, Jahresbericht 1973, XXV: 79–107, 1974.
- LÜDERS, K: "Sturmtide". Begriffserläuterung und Einteilung in Höhenstufen. In: Forschungsstelle für Insel und Küstenschutz der niedersächsischen Wasserwirtschaftsverwaltung. Sonderdruck aus dem Jahresbericht 1974, XXVI: 0–27, Anhang, 1975.
- MALDE, J. VAN: Historical Extraordinary Water Movements in the North Sea Area. In: Mededelingen Rijks Geologischer Dienst, Nr. 57: 27–40, 1996.
- NASNER, H. u. PARTENSCKY, H. W.: Sturmfluten in der Elbe und an der deutschen Nordseeküste von 1901 bis zum Januar 1976. In: Mitteilungen des Franzius Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurswesen der TU Hannover, 45: 179–221, 1977.
- NIEDERSÄCHSISCHES HAFENAMT CUXHAVEN (Hg.): Pegeltabelle. Cuxhaven, 1988.
- NIEMEYER, H.: Zur Klassifikation und Häufigkeit von Sturmtiden. In: Jahresbericht 1986. Forschungsstelle Küste, 38: 99–126, 1987.
- NIEMEYER, H.; KAISER, R. u. GLÄSER, D.: Sturmfluthäufigkeiten zwischen Ems und Weser von 1946–1994 – Pegel Emden, Borkum, Norderney, Bremerhaven (unveröffentlicht), 1995.
- OUMERACI, H. u. KORTENHAUS, A.: Berechnung einiger Verteilungsfunktionen für Windstaumaxima. (unveröffentlichte schriftliche Mitteilung), 1998.
- PFIZENMAYER, A.: Zusammenhang zwischen der niederfrequenten Variabilität in der großräumigen atmosphärischen Zirkulation und den Extremwasserständen an der Nordseeküste. Diplomarbeit (unveröffentlicht), 1997.
- PETERSEN, M.: Sturmflut 1962 Wasserstände an den Küsten der Nordsee. In: Die Küste, 15, 1967.
- PETERSEN, M. u. ROHDE, H.: Sturmflut: Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe. Neumünster, 1991.
- PLATE, E. u. IHRINGER, J.: Die Auswirkung von Klimaänderungen auf Sturmfluten. In: Hansa, 19/20: 1174–1181, 1991.
- PRÜGEL, H.: Die Sturmflutschäden an der schleswig-holsteinischen Westküste in ihrer meteorologischen und morphologischen Abhängigkeit. In: Schriften des Geographischen Instituts der Universität Kiel, (XI) 3, 1942.
- ROHDE, H.: Die Häufigkeit hoher Wasserstände an der Westküste von Schleswig-Holstein. In: Die Küste, 12: 86–112, 1964.
- ROHDE, H.: Wasserstandsänderungen und Sturmfluthäufigkeit an der Elbemündung. In: Die Küste, 16: 33–42, 1968.

- ROHDE, H.: Sturmfluthöhen und säkularer Meeresspiegelanstieg an der deutschen Nordseeküste. In: Die Küste, 30: 52–143, 1977.
- ROHDE, H.: Die Veränderung der Scheitelhöhe hoher Sturmfluten in Hamburg. In: Die Küste, 52: 225–240, 1991.
- SCHAUMANN, P. C.: Die Höhen der Hamburger Sturmfluten, vorausbestimmt nach den betreffenden Cuxhavener Wasserständen. Hamburg, 1857.
- SCHELLNHUBER, H.-J. u. STERR, H. (Hg.): Klimaänderung und Küste. Einblick ins Treibhaus. Berlin, 1993.
- SCHMIDT, H.: 117 Years of Surface Geostrophic Wind in the German Bight (1876 through 1992): No Evidence of Long-Time Trends. Hamburg (unveröffentlicht), 1993.
- SCHMIDT, H.: Klimaänderung und Schutz der Küsten. Vortrag bei der Küstenschutzkonferenz am 3. Juni 1996 in Cuxhaven, 1996.
- SCHMIDT, H.: Vortrag für den HTG-Ausschuß Küstenschutzwerke zur Bearbeitung des Bemessungswasserstandes Küste. (unveröffentlicht), 1998.
- SCHMIDT, H. u. STORCH, H.: German Bight Storms Analysed. In: Nature (365) 28.10.: 791, 1993.
- SCHMITZ, H. P.: Modellrechnung zur Deep-Water-Surge-Entwicklung Das External Surge Problem. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift (18) 2, 1965.
- SCHMITZ, H. P.; HABICHT, D. u. VOLKERT, H.: Barotropic Numerical Experiments on External Surge Generation at the Edge of the North Western European Shelf. In: Gerlands Beitr. Geophysik 97/5: 422–437, 1988.
- SEEBER, G.; TORGE, W. u. GOLDAN, H. J.: Präziser Höhenanschluß des Helgoländer Pegels. Schlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben. (unveröffentlicht), 1995.
- SELIGER, J.: Das Sturmflutgeschehen an der Deutschen Nordseeküste Eine Untersuchung über die Wechselwirkung zwischen Klimaelementen und der Sturmfluthäufigkeit seit Beginn regelmäßiger Pegelmessungen (1842). Kiel, 1983.
- SIEFERT, W.: Sturmflutvorhersage für den Tidebereich der Elbe aus dem Verlauf der Windstaukurven in Cuxhaven. In: Mitteilungen des Franzius-Institutes für Grund- und Wasserbau der TU Hannover, 30: 1–142, 1968.
- SIEFERT, W.: Windstau in Cuxhaven in Abhängigkeit von der Windrichtung. Planungsstudie Nr. 15. Forschungs- und Vorarbeitenstelle Neuwerk. Cuxhaven, 1972.
- SIEFERT, W.: Über das Sturmflutgeschehen in Tideflüssen. In: Mitteilungen des Leichtweiß-Institutes für Wasserbau der TU Braunschweig, 63, 1978.
- SIEFERT, W.: Bemerkenswerte Veränderungen der Wasserstände in den deutschen Tideflüssen. In: Die Küste, 37: 1–36, 1982.
- SIEFERT, W.: Sturmfluten von 1901–1984 vor der südlichen Nordseeküste und in Hamburg (Ganglinien). (= Hamburger Küstenforschung, 44), 1985.
- SIEFERT, W.: Einige Anmerkungen zur Sturmflutentwicklung im Nordsee-Küstengebiet. In: Hansa, (125) 20: 1301–1306, 1988.
- SIEFERT, W.: Sea Level Changes and Tidal-Flat Characteristics. In: Developements in Hydrobioloy, 57: 105–112, 1990.
- SIEFERT, W.: Über die Fülligkeit von Tiden. (mündliche Auskunft), 1997.
- SIEFERT, W.: Auswertung der Ergebnisse des Projektes für den HTG-Ausschuß Küstenschutzwerke, Empfehlungen G. (unveröffentlicht), 1998.
- SIEFERT, W.: Bemessungswasserstände 2085A entlang der Elbe. Ergebnisse einer Überprüfung durch die Länderarbeitsgruppe nach 10 Jahren (1995/96). In: Die Küste, 60: 227–255, 1998.
- SIEFERT, W. u. GÖNNERT, G.: Storm Surge Climate Change: Greenhouse Effect on Storm Surges in the Southern North Sea and the Elbe River During the Last Century and their Practical Application. In: Mausam, (48) 4, 1999.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Gesamtdarstellung der Wasserstandsverhältnisse im Küstenvorfeld der Deutschen Bucht nach neuen Pegelauswertungen. In: Die Küste, 42: 1–77, 1985.
- SIEFERT, W. u. LASSEN, H.: Entwicklung und Ablauf von Sturmfluten in Ems, Weser und Elbe (Abschlußbericht eines KFKI-Projektes). In: Die Küste, 44: 133–169, 1986.
- SIEFERT, W. u. MURTY, T.: Storm Surges, River Flow and Combined Effects. State of the Art report. Prepared for the UNESCO Workshop "Storm 91" in Hamburg, FR Germany. IHP/OHP-Berichte, Sonderheft 4. Koblenz, 1991.
- STERR, H.; EBENHÖH, W. u. SIMMERING, F.: Küsten im Klimawandel. In: Einblicke, 22: 4–9, 1995.
- STERR, H. u. SIMMERING, F.: Die Küstenregionen im 21. Jahrhundert. Einschätzungen der Folgen des Klimawandels aus Sicht des IPCC. In: Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft, 18: 181–188, 1996.

- STEINRÜCKE, J.: Die Bedeutung der Allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre und der Ozeane für das Klima. In: LOZAN, J. L.; GRAßL, H. u. HUPFER, P.: Das Klima des 21. Jahrhunderts. Hamburg: 25–30, 1998.
- STORCH, H. VON; LANGENBERG, H. u. POHLMANN, T.: Stürme, Seegang und Sturmfluten im Nordostatlantik. In: LOZAN, J. L.; GRAßL, H. u. HUPFER, P.: Das Klima des 21. Jahrhunderts. Hamburg: 182–189, 1998.
- SÜNDERMANN, J.: Auswirkungen von Klimaänderungen auf Strömungen und Wasserstände in der Nordsee. In: Klimaänderung und Wasserwirtschaft, 56a: 203–213, 1996.
- TIMMERMANN, H.: Forecasting Meteorological Effects on Water Levels on a Routine Basis with a Numerical Model. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, 5: 190–203, 1979.
- TOMCZAK, G.: Der Einfluß der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers, betrachtet am Beispiel der Westküste Schleswig-Holsteins. In: Deutsche Hydrographische Zeitschrift, (5) 2/3: 114–131, 1952.

Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

# Zur Abschätzung von Sturmflutwasserständen mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten

Von Jürgen Jensen u. Torsten Frank

### Zusammenfassung

Für viele Bemessungsvorhaben im Bereich wasserwirtschaftlicher Planungen sind Wasserstände bzw. Abflüsse abhängig von ihrer Auftretenswahrscheinlichkeit zu bestimmen. Diese Auftretenswahrscheinlichkeit wird oft als Jährlichkeit oder Wiederkehrintervall ausgedrückt und bezeichnet so gemäß DIN 4049, T. 1 die mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert entweder einmal erreicht oder überschreitet bzw. einmal erreicht oder unterschreitet wie z.B. das bekannte HQ<sub>100</sub>, das 100-jährliche Hochwasser mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von P =  $10^{-2}$ . Für immer mehr Aufgabenstellungen im Hochwasserschutz sollen sich nun die Überschreitungswahrscheinlichkeiten für Bemessungsereignisse im Bereich besonders zu schützender Anlagen an der Größenordnung von P =  $10^{-3}$  bis  $10^{-4}$  orientieren. Mit einer Festlegung in dieser Größenordnung bewegt man sich im Bereich extremer Abflüsse bzw. Wasserstände. Der derzeitige Diskussionsstand zu diesem Thema in Wissenschaft und Forschung akzeptiert, dass alle Schätzungen solcher extremen Abflüsse bzw. Wasserstände mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Es soll daher im Folgenden ein Beitrag zu einer fachlich akzeptierbaren Grundlage geliefert werden, die zur Abschätzung von extremen Sturmflutwasserständen mit Überschreitungswahrscheinlichkeiten von P =  $10^{-3}$  bzw. P =  $10^{-4}$  für Standorte an der Küste und in Tideflüssen (See- und Ästuardeiche) dienen kann.

#### Summary

More and more tasks regarding flood protection demand a safety level which yields recurrence intervals of 103 to 104 years for the respective design water levels. The current state of discussion in scientific research accepts that estimations of such extreme events are subject to ample uncertainness. In the following, a contribution for a technically acceptable basis for the estimate of extreme storm flood water levels with recurrence intervals of 1000 to 10000 years at locations along the coastline and in tidal estuaries will be given.

### Inhalt

1.	Einführung	368
2.	Statistische Grundlagen	369
	2.1 Allgemeines	369
	2.2 Häufigkeiten, abstrakte Wahrscheinlichkeiten und Wiederholzeitspannen	
	(Wiederkehrzeiten)	369
	2.3 Risiko (Überschreitungswahrscheinlichkeit) und Sicherheit	
	(Unterschreitungswahrscheinlichkeit)	374
	2.4 Verteilungsfunktionen	376
	2.5 Anwendung und Grenzen der Verteilungsfunktionen	377
3.	Bisher verwendete Bemessungsverfahren für Küstenstandorte und für Tideflüsse	378
4.	Ermittlung von Bemessungswasserständen mit Anpassungsfunktionen	382
	4.1 Verteilungsfunktionen für die HThw-Zeitreihe des Pegels Cuxhaven	382
	4.2 Trendfunktionen	384
	4.3 Regressionsfunktionen auf der Grundlage partieller Serien	385
	4.4 Bewertung und Vergleich	386
5.	Entwicklung eines Verfahrens zur Abschätzung von Sturmflutwasserständen mit	
	sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten (STAUZEIT)	388

5.1 Allgemeines	388	
5.2 Verwendete Windstaudaten	393	

	5.2 Verwendete Windstaudaten	393
	5.3 Überlagerung der Wahrscheinlichkeiten von Windstau und Tidehochwasser	397
	5.4 Bewertung des Verfahrens STAUZEIT	399
6.	Zuschlagverfahren für die Anwendung in Tideflüssen	399
7.	Zusammenfassung	401
8.	Schriftenverzeichnis	403
9.	Symbole und Kurzbezeichnungen	404

# 1. Einführung

Die Höhe eines Hochwasserschutzbauwerkes an der Küste ist im Wesentlichen von der Höhe des Bemessungswasserstandes vor dem Bauwerk sowie der anlaufenden Wellenhöhe bzw. dem Seegang abhängig. Dabei definiert die DIN 4047 (1988) den Bemessungswasserstand als denjenigen "Wasserstand, der als Grundlage für die Bemessung von Hochwasserschutz- und Küstenschutzanlagen festgelegt wird".

Für immer mehr Aufgabenstellungen im Hochwasserschutz sollen sich die Überschreitungswahrscheinlichkeiten für Bemessungsereignisse im Bereich besonders zu schützender Anlagen an der Größenordnung von P =  $10^{-3}$  bis  $10^{-4}$  orientieren. Auch aufgrund der Tatsache, dass der Normentwurf der DIN 19700-11 (2001, Stauanlagen – Talsperren) für eine Bemessung Überschreitungswahrscheinlichkeiten von bis zu P =  $10^{-4}$  fordert, ist diese Fragestellung von großer Bedeutung für die Ingenieurpraxis. Mit einer Festlegung der Überschreitungswahrscheinlichkeiten in dieser Größenordnung bewegt man sich im Bereich extremer Abflüsse bzw. Wasserstände. Der derzeitige Diskussionsstand zu diesem Thema in Wissenschaft und Forschung akzeptiert, dass alle Schätzungen solcher extremen Abflüsse bzw. Wasserstände mit großen Unsicherheiten behaftet sind.

Die vorliegenden Untersuchungen beziehen sich ausschließlich auf Standorte an der Küste und in Tideflüssen (See- und Ästuardeiche) und sollen einen Beitrag zu einer fachlich akzeptierbaren Grundlage zur Abschätzung von extremen Sturmflutwasserständen mit Überschreitungswahrscheinlichkeiten von  $P = 10^{-3}$  bzw.  $P = 10^{-4}$  liefern.

Dazu werden im Folgenden eine Aufstellung bereits angewandter Verfahren bzw. Konventionen zur Festlegung eines Bemessungswasserstandes im Bereich deutscher und niederländischer Küsten und die zugrunde liegenden Konzepte diskutiert. Es folgen die formale statistische Auswertung von Zeitreihen ausgewählter Pegel sowie die Vorstellung des neu vorgeschlagenen Verfahrens STAUZEIT. Abgeschlossen wird die Bearbeitung mit dem Vergleich und der Bewertung aller Ergebnisse.

Die Bestimmung der Bemessungswasserstände an der deutschen Nordseeküste erfolgt bislang überwiegend mit pragmatischen bzw. empirischen Ansätzen; probabilistische Verfahren finden kaum Anwendung. Für die niedersächsische Küste wird z.B. das Einzelwertverfahren (auch Überlagerungsverfahren oder a-b-c-d-Verfahren genannt) angewendet (EAK 1993, NIEMEYER, 2001). Das HThw-Zuschlagsverfahren (oder Vergleichsverfahren) wurde in der Vergangenheit im ostfriesischen Küstenbereich herangezogen. In Schleswig-Holstein wird der maßgebende Sturmflutwasserstand über extrapolierte Wahrscheinlichkeitsgeraden nach Wemelsfelder und Vergleichsbetrachtungen zu "wahrscheinlichen Höchstwasserständen" über den größten beobachteten Windstau unter Berücksichtigung des Springtide-Hochwassers festgelegt (MLRLLT, 2001). Die Ermittlung der Bemessungswasserstände in den Tideästuaren der Ems, Weser und Elbe erfolgt aufgrund der komplexen Wechselwirkungen im Ästuar (z.B. Oberwassereinfluss, Seegang, Ausbaumaßnahmen usw.) unter Berücksichtigung von hydraulischen und numerischen Untersuchungen bzw. Modellversuchen.

## 2. Statistische Grundlagen

## 2.1 Allgemeines

Die Ermittlung bzw. die Überprüfung von Bemessungsereignissen, wie auch die Beurteilung der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Sturmfluten kann auf Grundlage einer quantitativ statistischen Analyse durchgeführt werden. Dabei sind die an einem Pegel aufgezeichneten Zeitreihen lediglich Stichproben aus der Grundgesamtheit aller jemals aufgetretenen und zukünftig noch auftretenden Wasserstände an diesem Ort. Kann aus den Parametern der Stichprobe auf die allgemeine Verteilungsfunktion der Grundgesamtheit geschlossen werden, so kann durch Auswertung dieser Funktionen ein Scheitelwasserstand mit einer bestimmten statistischen Auftretenswahrscheinlichkeit bestimmt werden.

Hierzu werden aus den an den einzelnen Pegeln aufgezeichneten Zeitreihen der jährlichen Extremwasserstände abstrakte Wahrscheinlichkeitsfunktionen in einem mathematischen Modell formuliert. Unter der Voraussetzung, dass die Eigenschaften der beobachteten hydrologischen Zeitreihe auch für die Zukunft gelten, können die Anpassungsfunktionen extrapoliert werden und Sturmflutwasserstände mit vorzugebenden Wiederkehrzeiten bzw. Wahrscheinlichkeiten ermittelt werden.

Die Extrapolation von Sturmflutwasserständen stellt dabei keine Prognose mit einer zeitlichen Zuordnung dar, sondern die mathematische Extrapolation einer Anpassungsfunktion für das Ereignis, das bei einer unendlichen Anzahl von Stichproben im statistischen Mittel einmal in der angegebenen Wiederkehrzeit erwartet werden kann; der extrapolierte Wert kann dabei innerhalb einer bestimmten Zeitspanne keinmal, einmal oder mehrmals auftreten.

Dabei ist zu beachten, dass es eine Vielzahl von verschiedenen Verteilungsfunktionen gibt, dass die zur Verfügung stehenden Zeitreihen meistens eher kurz im Vergleich zur gesuchten Wiederkehrzeit sind (oftmals viel zu kurz) und dass oft systematische Veränderungen im Pegeleinzugsgebiet eine Anwendung der Verfahren einschränken. Häufig liefern verschiedene Verteilungsfunktionen – nach den bekannten Kriterien zur Beschreibung der Anpassungsgüte – etwa gleich gute oder schlechte Ergebnisse, die einen relativ großen Streubereich aufweisen.

In dem Bereich der angewandten Statistik bzw. Wahrscheinlichkeitslehre als notwendiges Hilfsmittel des Küsteningenieurwesens sind einige Begriffe wie Häufigkeit, Wahrscheinlichkeit, Risiko/Sicherheit, Wiederkehrzeit (Jährlichkeit), Eintritts- und Überschreitungswahrscheinlichkeit je nach Teilgebiet und Anwendung mehrdeutig belegt und führen damit zu Missverständnissen bzw. Fehleinschätzungen. Die erforderlichen statistischen Begriffe und Zusammenhänge werden daher im Folgenden erläutert.

## 2.2 Häufigkeiten, abstrakte Wahrscheinlichkeiten und Wiederholzeitspannen (Wiederkehrzeiten)

Mit der Wahrscheinlichkeitsrechnung können aus beobachteten oder relativen Häufigkeiten von zufallsartigen Massenerscheinungen die abstrakten oder statistischen Wahrscheinlichkeiten einzelner Ereignisse bestimmt werden. In der stochastischen Hydrologie wird aus der beobachteten Häufigkeit innerhalb einer Zeitreihe von hydrologischen Daten

auf die sog. abstrakte Wahrscheinlichkeit geschlossen (vgl. POISSON, 1841). Den einzelnen Elementen der nach der Größe sortierten Stichprobe wird eine empirische Wahrscheinlichkeit zugeordnet und damit auf die abstrakte Wahrscheinlichkeit der Grundgesamtheit rückgeschlossen.

Die Einteilung der Sturmfluten (Nordsee) und Sturmhochwasser (Ostsee) in leichte, schwere und sehr schwere Ereignisse erfolgt z.B. nach den beobachteten Häufigkeiten in der Vergangenheit (DIN 4049 Teil 3, 1994) bzw. nach erreichten Wasserstandshöhen oberhalb des Mittleren (Tide-)Hochwassers (Definition gemäß Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, BSH 2003):

- leichte Sturmflut/Sturmhochwasser (Windflut): mittlere Eintrittshäufigkeit n des Scheitelwasserstandes: n = 10 bis 0,5 im Jahr (Nordsee), 2 bis 0,2 im Jahr (Ostsee) bzw. höher als 1,5 m oberhalb M(T)HW
- schwere Sturmflut/Sturmhochwasser: n = 0,5 bis 0,05 im Jahr (Nordsee), 0,2 bis 0,05 im Jahr (Ostsee) bzw. höher als 2,5 m oberhalb M(T)HW
- sehr schwere Sturmflut/Sturmhochwasser (Orkanflut): n < 0,05 im Jahr (Nord- und Ostsee) bzw. höher als 3,5 m oberhalb M(T)HW. Mit einer solchen Sturmflut ist sowohl an der Nordsee- als auch an der Ostseeküste seltener als alle zwanzig Jahre einmal zu rechnen.

Bei den vorstehenden Definitionen handelt es sich im statistischen Sinne um Häufigkeiten aus einer Beobachtungsreihe und nicht um Wahrscheinlichkeiten einer Grundgesamtheit.

Die Berechnung einer Wahrscheinlichkeit für das Auftreten oder das Nichtauftreten eines Ereignisses erfolgt auf der Grundlage einer Stichprobe bzw. Kollektivs; dabei wird als Kollektiv ein Wiederholungsvorgang verstanden, bei dem die Vermutung berechtigt erscheint, dass die relative Häufigkeit des Auftretens einem bestimmten Grenzwert zustrebt. Dieser Grenzwert wird dann als die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten des Merkmals innerhalb des Kollektivs bezeichnet; d.h. es wird von einer Stichprobe auf die Grundgesamtheit geschlossen (die im Folgenden behandelten Begriffe und Definitionen sind zusätzlich in der Tab. 2 zusammengefasst).

Die Unterschreitungswahrscheinlichkeit

$$P_{u} = 1 - 1/N$$

ist die empirische (zugeordnete) Wahrscheinlichkeit dafür, dass der Maximalwert eines Kollektivs mit N Elementen nicht erreicht wird. Den einzelnen Ereignissen einer Stichprobe, einschließlich aller Extremereignisse, sind damit Unterschreitungswahrscheinlichkeiten im Bereich von

$$0 < P_u < 1$$
 zuzuordnen.

Die Überschreitungswahrscheinlichkeit beträgt entsprechend

$$\mathbf{P}_{\ddot{\mathbf{u}}} = 1 - \mathbf{P}_{\mathbf{u}}.$$

Da bei den hier untersuchten Stichproben von Extremwasserständen, wie bei fast allen hydrologischen Daten, die Grundgesamtheit aller Wasserstände nicht bekannt ist, müssen den einzelnen Ereignissen sogenannte empirische Wahrscheinlichkeiten zugeordnet werden. Mit der empirischen Wahrscheinlichkeit bzw. der "Plotting Position" wird dem beobachteten Wasserstand eine abstrakte Wahrscheinlichkeit (meist Unterschreitungswahrscheinlichkeit), z.B. im Gauß'schen Wahrscheinlichkeitspapier, zugeordnet. Bei den zur Verfügung stehenden Stichproben sollten die Grenzwerte der Unterschreitungswahrscheinlichkeit, d.h.  $P_u = 0$  und  $P_u = 1$ , die nur für die Grundgesamtheit gültig sind, ausgeschlossen werden. Die Unterschreitungshäufigkeit einer bekannten Stichprobe

$$P_{u} = M/N$$

mit M = Rang und N = Anzahl der Elemente einer in ansteigender Folge sortierten Reihe muss daher für die Abschätzung der Unterschreitungswahrscheinlichkeit bezogen auf die Grundgesamtheit abgewandelt werden.

Verschiedene Ansätze der empirischen Wahrscheinlichkeit (Unterschreitungswahrscheinlichkeit) sind bei CHOW (1964) zusammengestellt (s. auch JENSEN, 1985).

Beispiele sind:  $P_u = M / (N+1)$  ("WEIBULL-Formel")  $P_u = (2M - 1) / 2N$  (Formel nach HAZEN).

Die Wahl einer solchen "Plotting Position Formula" und damit die Zuordnung einer empirischen Wahrscheinlichkeit wird für den Vergleich zwischen der Häufigkeitsverteilung der Stichprobe und der theoretischen Verteilungsfunktion benötigt.

Durch die Wahl von unterschiedlichen empirischen Wahrscheinlichkeiten wird somit die Beurteilung der Ergebnisse der Verteilungs- oder Anpassungsfunktionen beeinflusst; derzeit wird die empirische Wahrscheinlichkeit nach WEIBULL von der Fachwelt bevorzugt (DVWK, 1999). Eine fachliche bzw. wissenschaftliche Begründung für die Wahl einer bestimmten empirischen Wahrscheinlichkeit für verschiedene hydrologische Zeitreihen ist nicht gegeben (JENSEN, 2000a u. 2000b).

Mit der Wahl der empirischen Wahrscheinlichkeit P<sub>u</sub> wird jedem Ereignis einer äquidistanten Zeitreihe eine bestimmte Wiederkehrzeit T zugeordnet:

$$T = 1 / (1 - P_{u}).$$

T ist die zugeordnete Wiederkehrzeit in der gewählten Zeitschrittweite, d.h. bei jährlichen Extremwerten in Jahren. Dann ist T auch der reziproke Wert der jährlichen Unterschreitungswahrscheinlichkeit. Die Wiederkehrzeit T wird nach DIN 4049 (1994) auch als Wiederholungszeitspanne oder Jährlichkeit bezeichnet; die Wiederkehrzeit beschreibt dabei den mittleren zeitlichen Abstand, in dem ein Ereignis im Mittel entweder erreicht oder überschritten wird. Wohl mehr aus psychologischen Gründen wird mittlerweile der Begriff der Unterschreitungswahrscheinlichkeit vorgezogen, da mit einer Wiederholzeitspanne von z.B. 1.000 Jahren in öffentlichen Diskussionen leicht auch die Sicherheit eines nur einmaligen Auftretens eines solchen Ereignisses innerhalb dieser Spanne verbunden werden kann.

Am Beispiel der am Pegel Cuxhaven beobachteten Zeitreihe der jährlichen Extremwerte (HThw) von 1850 bis 1999 sind für die 10 höchsten Sturmflutwasserstände in Tab. 1 neben dem HThw, dem Rang und dem Jahr des Auftretens des HThw auch das auf das Jahr 2000 mit dem Säkulartrend der MThw-Zeitreihe ( $s_T = 26 \text{ cm}/100 \text{ Jahre}$ ) beschickte BHThw und die empirischen Wahrscheinlichkeiten nach WEIBULL und HAZEN mit den jeweils zugeordneten Wiederkehrzeiten angegeben (siehe auch Abb. 1). Die empirische Wahrscheinlichkeit nach HAZEN liefert vergleichsweise relativ große Wiederkehrzeiten.

Die empirischen Wahrscheinlichkeiten nach beiden Formeln für den bisher höchsten beobachteten Sturmflutwasserstand HHThw (Rang M = 150) aus dem Jahr 1976 variieren scheinbar nur geringfügig; die zugeordneten Wiederkehrintervalle unterscheiden sich aller-

2	7	2
2	/	4

Rang M	HThw [cm]	Jahr	BHThw [cm]	WEI	Weibull		ZEN
0		Ū	$(s_{\rm T} = 26 \text{ cm/})$ 100 a)	P <sub>u</sub> (x) [-]	T [Jahre]	P <sub>u</sub> (x) [-]	T [Jahre]
141	444	1990	447	0.93377	15.1	0.93667	15.8
142	416	1881	447	0.94040	16.8	0.94333	17.6
143	450	1995	451	0.94702	18.9	0.95000	20.0
144	451	1994	453	0.95364	21.6	0.95667	23.1
145	432	1916	454	0.96026	25.2	0.96333	27.3
146	451	1982	456	0.96689	30.2	0.97000	33.3
147	436	1906	460	0.97351	37.8	0.97667	42.9
148	425	1855	463	0.98013	50.3	0.98333	60.0
149	495	1962	505	0.98675	75.5	0.99000	100.0
150	510	1976	516	0.99338	151.0	0.99667	300.0

Tab. 1: Empirische Wahrscheinlichkeit und Wiederkehrintervalle für die 10 höchsten am Pegel Cuxhaven beobachteten HThw- bzw. BHThw-Werte (1850 bis 1999, N = 150 Jahre)

dings erheblich ( $T_{WEIBULL} = 151$  Jahre und  $T_{HAZEN} = 300$  Jahre) und beeinflussen damit auch den Vergleich der Ergebnisse der Berechnungen zur statistischen Eintrittswahrscheinlichkeit. Insbesondere wenn die Qualität der Anpassungsgüte über den mittleren Fehler zwischen den beobachten Wasserständen und den über die empirischen Wahrscheinlichkeiten zugeordneten Funktionswerten der Verteilungsfunktionen erfolgt, ist die Wahl einer bestimmten empirischen Wahrscheinlichkeit von größter Bedeutung (s. Abb. 1).



Abb. 1: Plotting Positions für die BHThw-Zeitreihe des Pegels Cuxhaven von 1850 bis 1999

Begriff	Definition	Zeichen	Einheit	Formel
Wahrscheinlich- keit (abstrakte Wahrscheinlich- keit)	Betrachtet wird ein Prozess, bei dem ein Ereignis E zufällig auf- treten kann. Die Wahrscheinlich- keit P(E) ist eine dimensionslose Maßzahl für dieses Eintreten zwischen den Grenzfällen 0 (für das ausgeschlossene) und 1 (für das sichere Eintreten des Ereig- nisses). P(E) ist gleich dem Ver- hältnis der Anzahl der dem Ein- treten des Ereignisses "E" güns- tigen Ereignisse N(E) zur Gesamtzahl aller möglichen Ereignisse (N). $\sigma$ (= Standard- abweichung)	P bzw. P(E)	[-]	$P(E) = \frac{N(E)}{N} \pm \sigma$
empirische Wahrscheinlich- keit (relative Häufigkeit)	Für die graphische Güteüberprü- fung der Anpassung von Vertei- lungsfunktionen an die unter- suchten Daten einer Zeitreihe müssen den Daten empirische Wahrscheinlichkeiten zugeordnet werden (Plotting Positions). Sol- che empirischen Wahrscheinlich- keitsansätze sind z.B. die oft ge- nutzte WEIBULL-Formel oder die Formel von HAZEN. Bei diesen Ansätzen werden die beobach- teten Werte der Größe nach sor- tiert und damit jedem Wert ein Rang M zugewiesen. Man erhält damit zugleich die zugeordnete Unterschreitungswahrscheinlich- keit $P_U$ und näherungsweise den Verlauf der Verteilungsfunktion.		[-]	z.B.: WEIBULL-Formel $P_u = \frac{M}{N+1}$ mit M: Rang in ansteigender Reihenfolge $(x_{min}: Rang 1, x_{max}: Rang M = N)$ N: Anzahl der Elemente der betrachteten Stich- probe
Verteilungs- funktion	Die Verteilungsfunktion ist eine mathematische Funktion, die sich der empirischen Summenhäufig- keit der Messwerte möglichst gut anpasst. Die Verteilungsfunktion ist das Integral der Dichtefunk- tion. Gewöhnlich wird bei der Darstellung einer Verteilungs- funktion die Unterschreitungs- wahrscheinlichkeit über den Werten x <sub>i</sub> aufgetragen. Eine grundlegende Beschreibung in- klusive Anwendungsbeispiele der im Text erwähnten und weiteren Verteilungsfunktionen findet sich z.B. in DVWK H. 251/1999, JENSEN (1985) und PLATE (1993).		[-]	$F(x) = \int f(x) dx$

Tab. 2: Zusammenstellung	einiger	Begriffe und	l Definitionen zur	Wahrscheinlich	keitsrechnung

Begriff	Definition	Zeichen	Einheit	Formel
Unterschrei- tungswahr- scheinlichkeit	siehe empirische Wahrschein- lichkeit	P <sub>u</sub>	[-]	
Überschrei- tungswahr- scheinlichkeit	Die Über- und Unterschreitungs- wahrscheinlichkeit ergänzen sich zu 1.	P <sub>ü</sub>	[-]	$P_{u} + P_{\ddot{u}} = 1$
Wiederholungs- zeitspanne, Jähr- lichkeit (auch: Wiederkehr- intervall)	Gemäß DIN 4049, T. 1 (1992): "Mittlere Zeitspanne, in der ein Ereignis einen Wert entweder einmal erreicht oder überschrei- tet bzw. einmal erreicht oder unterschreitet. ANMERKUNG: Ein Wert mit der Jährlichkeit T: T-jährlicher Wert, z.B. 100-jährlicher Hoch- wasserabfluss $HQ_{100}$ ". Das Intervall $\Delta t$ ist das Zeitinter- vall, für das die x-Werte der Stichprobe, bzw. der Zeitreihe ermittelt wurden. Der Begriff "Jährlichkeit" gilt für die Verwendung von jährlichen Extremwerten, hier gilt $\Delta t = 1a$ und somit wird oft vereinfachend $T(x) = 1/(1-P_u(x))$ geschrieben.	Т	t gemäß gewähl- tem In- tervall, hier: [a]	$T(x) = \frac{\Delta t}{P_{u}(x)} = \frac{\Delta t}{1 - P_{u}(x)}$ $\Rightarrow P_{u}(x) = 1 - \frac{\Delta t}{T(x)}$
(stochastisches) Risiko	Die Unterschreitungswahrschein- lichkeit $P_u$ kann auch als die Sicherheit S und die Überschrei- tungswahrscheinlichkeit 1– $P_u$ als das Risiko R betrachtet werden, dass ein extremes Ereignis der Wiederholungszeitspanne T(x) innerhalb eines vorgegebenen Planungszeitraumes n eintritt.	R <sub>n</sub>	[-]	$R_n = 1 - (1 - 1/T)^n$

Tab. 2: (Fortsetzung)

# 2.3 Risiko (Überschreitungswahrscheinlichkeit) und Sicherheit (Unterschreitungswahrscheinlichkeit)

Bei der Verwendung von jährlichen Maximalwerten beträgt die Wahrscheinlichkeit dafür, dass ein Hochwasser mit einer Wiederkehrzeit von T = 100 Jahren in einem beliebigen Jahr unterschritten wird

$$P_u = 1 - 1/T = 0,99.$$

Die Unterschreitungswahrscheinlichkeit dafür, dass in n Jahren der 100-jährliche Wasserstand nicht erreicht wird, ergibt sich durch die multiplikative Verknüpfung der Einzelwahrscheinlichkeiten zu

$$P_{u,n} = (1 - 1/T)^n.$$

Die Unterschreitungswahrscheinlichkeit  $P_u$  kann auch als die Sicherheit S und die Überschreitungswahrscheinlichkeit 1 –  $P_u$  als das Risiko

$$R_n = 1 - (1 - 1/T)^n$$

innerhalb des Planungszeitraumes n betrachtet werden (JENSEN, 1985). Abb. 2 zeigt das Risiko für das Eintreten des 100-, 500- und 1.000-jährlichen Ereignisses nach Ablauf der Jahre n seit einem beliebigen Ausgangszeitpunkt. So beträgt das Risiko für das Auftreten eines 100jährlichen Wasserstandes bereits nach 50 Jahren 40 % und nach 100 Jahren 63 %. Das 100jährliche Ereignis tritt also in 100 Jahren mit einer Wahrscheinlichkeit von 63 % einmal auf; die Sicherheit des Nichtauftretens in diesem Zeitraum beträgt dabei 37 %.



Abb. 2: Risiko bzw. Sicherheit für n-jährliche Ereignisse in Abhängigkeit des Planungszeitraumes

Wird die Anzahl der Jahre n als Planungszeitraum angesehen, kann in Abhängigkeit eines vorgegebenen Risikos und der Jährlichkeit der Planungs- oder Bemessungszeitraum ermittelt werden:

$$n = \ln (1 - R) / (\ln (1 - 1/T)).$$

Bei einem Risiko von R = 50 %, d.h. die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten des T-jährlichen Wasserstandes ist gleich der Wahrscheinlichkeit für das Nichtauftreten dieses Wasserstandes, ergibt sich für das 100-jährliche Ereignis ein Zeitraum von etwa n = 69 Jahren, d.h. nach Ablauf eines Zeitraumes von n = 69 Jahren beträgt die Wahrscheinlichkeit dafür, dass das 100-jährliche Ereignis eingetreten ist, bereits 50 %.

Der Bemessungs- bzw. Planungszeitraum n wird üblicherweise der Wiederkehrzeit T gleichgesetzt; bei dieser Annahme ist aber zu berücksichtigen, dass die Wahrscheinlichkeit

bzw. das Risiko für das Auftreten des T-jährlichen Wasserstandes R = 63 % (n = T) beträgt; d.h. es ist damit zu rechnen, dass das Bemessungsereignis mit einer Wahrscheinlichkeit von 63 % in dem Bemessungszeitraum auftritt.

Wird bei der Bemessung von Küstenschutzbauwerken davon ausgegangen, dass der festgelegte Wasserstand in dem Planungszeitraum mit einer bestimmten Sicherheit nicht erreicht oder überschritten bzw. mit einem bestimmten Risiko überschritten werden darf, können die zugehörigen Wiederkehrzeiten T berechnet werden:

$$T = 1 / (1 - (1 - R)^{1/n}).$$

Soll z.B. die Höhe eines Küstenschutzbauwerkes bei Sturmfluten mit einer Sicherheit von 80 % bzw. einem Risiko von 20 % innerhalb von 100 Jahren nicht erreicht oder überschritten werden, muss auf ein Ereignis mit einer Wiederkehrzeit von etwa T = 450 Jahren bemessen werden; wird ein Risiko von 80 % innerhalb des Planungszeitraumes von 100 Jahren akzeptiert, ergibt sich für die Bemessung eine Wiederkehrzeit von etwa T = 63 Jahren.

Eine Bemessung im üblichen Sinne kann bei der Ermittlung von meteorologischen Ereignissen nur in Ausnahmefällen durchgeführt werden; im Zusammenhang mit der Wahrscheinlichkeit bzw. dem Risiko von Sturmflutereignissen sollte daher der Begriff "Bemessungswasserstand" vermieden und durch den Begriff "maßgebender Sturmflutscheitelwasserstand" ersetzt werden.

# 2.4 Verteilungsfunktionen

In Abhängigkeit von dem Datenkollektiv können die aus der Statistik und der Hydrologie bekannten Dichte- und Verteilungsfunktionen für die mathematische Beschreibung der Beobachtungswerte herangezogen werden. Das Ziel der Anpassungsrechnungen ist die mathematische Beschreibung einer Anpassungsfunktion, die eine gute Übereinstimmung mit der Beobachtungsreihe der Extremwerte aufweist (DVWK, 1999).

Die verschiedenen Dichte- bzw. Verteilungsfunktionen werden durch eine Anpassung der theoretischen Verteilungen an die Parameter der Stichprobe wie z.B. Schiefe und Standardabweichung erhalten; dabei kann jede theoretische Verteilung nur entsprechend der mathematischen Struktur variiert werden. Ist eine ausreichende Anpassung der Stichprobe mit den normalen Verteilungsfunktionen nicht zu erzielen, kann z.T. durch die Verwendung der logarithmierten Messwerte eine bessere Anpassung erzielt werden. Das Logarithmieren der Messwerte führt zu einer Verzerrung der Dichtefunktion. Bei einer Maximalwertreihe wird die Dichtefunktion im Bereich der seltenen Ereignisse (höchste Werte) gestaucht und im unteren Bereich entzerrt. Dadurch wird die Schiefe der Dichtefunktion gegenüber der nichtlogarithmierten Form reduziert. Für die Anpassung von Zeitreihen mit einer ausgeprägten Extremwertcharakteristik eignen sich besonders die EXTREMAL-Verteilungen von Typ I, II und III einschließlich der JENKINSON-Verteilungen (JENSEN, 1985).

Bei der Auswahl einer geeigneten Anpassungsfunktion sind die Unzulänglichkeiten bei der Gewinnung der Daten zu berücksichtigen und entsprechend zu bewerten. Für die praktische Anwendung ist ein einfaches kontrollierbares Rechenmodell vorzuziehen, auch wenn damit eine etwas schlechtere Anpassung als bei der für das jeweilige Ereigniskollektiv optimalen Verteilungsfunktion hingenommen werden muss. Einige Verteilungsfunktionen konvergieren bei großen Datenmengen gegen die Normalverteilung.

# 2.5 Anwendung und Grenzen der Verteilungsfunktionen

Die Scheitelwasserstände von Sturmfluten sind abhängig von der Entwicklung der mittleren Wasserstände. Für eine statistische Betrachtung der Extremwerte bzw. einen Vergleich der Scheitelhöhen von Sturmfluten über die Zeit ist es erforderlich, diese Daten durch eine Berücksichtigung der mittleren Veränderung der Tidewasserstände (z.B. säkularer Meeresspiegelanstieg) zu homogenisieren bzw. zu beschicken (vgl. z.B. JENSEN, 1984; FÜHRBÖTER u. JENSEN, 1985; TÖPPE, 1992).

Da die in der Hydrologie üblichen statistischen Verfahren zur Abschätzung von Bemessungsereignissen einen langen Beobachtungszeitraum voraussetzen, wobei man sich in der Regel auf eine Extrapolation auf den 2,5- bis 3-fachen Beobachtungszeitraum beschränkt, sind solche Verfahren nicht bzw. nicht hinreichend zur Abschätzung von Ereignissen im Bereich **sehr kleiner** Überschreitungswahrscheinlichkeiten geeignet.

Ein Mangel dieser Verfahren ist, dass die einzelnen klimatischen bzw. meteorologischen, hydrologischen und geophysikalischen Bedingungen, die zu der Entstehung von hydrologischen Extremwerten führen, weitestgehend vernachlässigt werden. Es erfolgt damit ausschließlich eine Betrachtung der beobachteten Extremereignisse. KLEMES (1989) hält daher Abschätzungen von Wahrscheinlichkeiten bzw. Wiederkehrzeiten für extreme hydrologische Ereignisse, die nur auf der Anpassung von Funktionen an beobachtete Werte beruhen, für unbrauchbar und irreführend.

Solange aber die physikalischen Prozesse, die zur Bildung eines extremen Ereignisses führen, nicht bekannt sind, bzw. über deren Anteile zu wenig Daten und Kenntnisse vorliegen, bleibt diese Methodik häufig die einzige Möglichkeit, Bemessungsereignisse festzulegen (FÜHRBÖTER, 1976; SIEFERT, 1978; FÜHRBÖTER, JENSEN, SCHULZE u. TÖPPE, 1988).

Zusammenfassend ist hier festzustellen, dass die Zuordnung einer statistischen Eintrittswahrscheinlichkeit für Bemessungswasserstände – auf der Basis von Anpassungs- bzw. Verteilungsfunktionen – außerordentlich komplex ist; die berechnete statistische Eintrittswahrscheinlichkeit ist dabei abhängig von:

- Qualität der Daten und Länge der möglichst homogenen (ggf. Berücksichtigung von Säkulartrends, Beschickung), stationären äquidistanten hydrologischen Zeitreihe (z.B. Tidescheitelwasserstände, jährliche oder mehrjährliche Maxima)
- Wahl der empirischen Wahrscheinlichkeit
- Auswahl von Anpassungs- bzw. Verteilungsfunktion bzw. die Kriterien zur Beurteilung der Anpassungsgüte verschiedener Funktionen
- Qualität der Parameterschätzung der Verteilungsfunktion (z.B. statistische Momente, Maximum Likelihood Methode, L-Moments, C-Moments).

Daraus folgt für die Praxis, dass nicht ein exakter Wert als Eintrittswahrscheinlichkeit für einen Sturmflutwasserstand an einen bestimmten Pegel angegeben werden sollte, sondern eine Abschätzung der Eintrittswahrscheinlichkeit mit Streubereich für einen ganzen Küstenabschnitt. Die Ermittlung solcher Eintrittswahrscheinlichkeiten sollte fachkundig unter Beteiligung aller verantwortlichen Institutionen erfolgen.

Es wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die Statistik immer nur als Hilfsmittel für die Abschätzung zukünftiger Ereignisse oder der Zuordnung von Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte Ereignisse angesehen werden kann. Eine Unkenntnis oder Teilkenntnis der Wahrscheinlichkeitsrechnung führt häufig zu Fehlinterpretationen der Ergebnisse und die "genauen" Berechnungsmethoden können zu der Ansicht verleiten, dass die Ergeb-

nisse exakt sind. Selbstverständlich ist bei der abstrakten theoretischen Ermittlung von Wasserständen mit der Wahrscheinlichkeitsrechnung die Beachtung der physikalischen Einflussparameter unerlässlich.

# 3. Bisher verwendete Bemessungsverfahren für Küstenstandorte und für Tideflüsse

Untersuchungen zu Sturmfluten (Sturmhochwasser an der Ostseeküste) bzw. extremen Wasserständen an der Nord- und Ostseeküste wurden für einzelne Extremereignisse, z.B. die katastrophalen Sturmfluten vom Februar 1962 und Januar 1976 (SCHULZ, 1962 und ZITSCHER, SCHERENBERG u. CAROW, 1979) an der Nordseeküste sowie die Ostseesturmflut vom November 1872 (BAENSCH, 1875, s. JENSEN, 2000a) oder auf der Basis von Extremwerten wie z.B. Jahreshöchstwerten (z.B. BRAHMS, 1754; WOEBCKEN, 1924; SCHELLING, 1952; HUNDT, 1955; LIESE, 1963; LÜDERS, 1971; FÜHRBÖTER, 1976 u. 1979; SIEFERT, 1978; JENSEN, 1985; BAERENS et al., 1995; siehe ebenfalls JENSEN 2000a) durchgeführt; darüber hinaus liegen Untersuchungen zum Windstauanteil von Sturmfluten (GÖNNERT, 1999) an der Nordseeküste vor.

Für die Festlegung des Bemessungswasserstandes sind neben Sicherheitsüberlegungen selbstverständlich auch wirtschaftliche Aspekte zu berücksichtigen. So ist der Wellenauflauf bei Deichen unter anderem abhängig von ihrer Gestaltung, den vorgelagerten Schutzsystemen (z.B. Watt, Vorland und Sommerdeiche) sowie ihrer Ausrichtung zu vorherrschenden Windwirkungen. Ein kurzzeitiges Überströmen der Deiche durch einzelne Wellen (Overtopping) ist bei entsprechend konstruktiv gestalteten Seedeichen möglich, ohne dass das Bauwerk beschädigt und die Standsicherheit gefährdet wird. Demzufolge reichen die Konzepte zur Befriedigung des Hochwasserschutzes von Festlegungen eines maßgebenden Sturmflutwasserstandes (z.B. HUNDT, 1955) über Bemessungswasserstände bis hin zu gesamtheitlichen Ansätzen des Risk Management unter Berücksichtigung von Investitionskosten und Schadenspotenzialen (VRIJLING u. VAN GELDER, 1999).

Die traditionellen Verfahren zur Ermittlung von Bemessungswasserständen oder Bemessungsabflüssen basieren auf der Auswertung aufgezeichneter Wasserstände bzw. Abflüsse mit Hilfe der statistischen Verfahren. Eine deterministische Betrachtung der auslösenden Ereignisse und Nutzung dieser als Eingangsparameter in Systemmodelle, wie sie im Binnenbereich z.B. auf der Grundlage von Gebietsniederschlägen (z.B. Starkregenereignisse, Schneeschmelze) möglich ist, kann im Bereich der Küsten und insbesondere der Tideflüsse aufgrund der komplexen Verhältnisse allerdings nur begrenzt Anwendung finden, weil der Sturmflutwasserstand hier im Wesentlichen von den sehr großräumigen Wetterlagen (Tiefdruckgebiete) über der Nordsee bzw. des Nordatlantiks beeinflusst wird. Die Aufzeichnungen der verfügbaren Windstationen (Windgeschwindigkeit und -richtung) sind quantitativ und qualitativ im Vergleich zu anderen meteorologischen Zeitreihen unzureichend und darüber hinaus auch nur im Küstenbereich vorhanden.

Beispiele sind die Ermittlung des Seegangs über numerische Simulationen, die allerdings auch am seeseitigen Rand der Zuweisung von Wasserständen und Windgeschwindigkeiten sowie Richtungen bedürfen. Im Bereich der Tideflüsse wird der Wasserstand neben den meteorologischen Größen (z.B. Windstau) auch vom Oberwasserabfluss bestimmt (Lenkungsausschuss für Sturmflutuntersuchungen in der Elbe, 1983).

Eine Zusammenstellung der Verfahren zur Abschätzung von Bemessungswasserständen im Küstenbereich findet sich in JENSEN u. FRANK (2002). Dabei wird unterschieden zwischen Methoden, die die beobachteten Wasserstände auswerten und Methoden, die die einzelnen Komponenten (Tidewasserstand, Windstau, Fernwellenanteile), die zu einem hohen Wasserstand führen, getrennt auswerten. Bei Letztgenannten steht die Betrachtung des Windstaus, also der Differenz zwischen beobachtetem Wasserstand und astronomisch berechneter Tide, im Vordergrund. Weiterhin muss zwischen Verfahren unterschieden werden, die einen maßgebenden Scheitelwasserstand bestimmen und solchen, die eine maßgebende Sturmtidekurve ermitteln. Bei Letzteren ist deren Höchstwert der Bemessungswasserstand.

Im Gegensatz zu Pegeln direkt an der Küste muss in Tideflüssen zusätzlich der Oberwassereinfluss berücksichtigt werden. Schwierigkeiten bei der rein probabilistischen Auswertung der Pegel in Tideflüssen bestehen zudem in den oftmals durch die Maßnahmen zur Fahrwasserunterhaltung und -ausbau sowie Errichtung von Sturmflutsperrwerken und Wehren nicht mehr homogenen Zeitreihen dieser Pegel.

Daher sind auch Verfahren sinnvoll, die eine Eingangssturmtidekurve im Ästuar unter Nutzung eines numerischen Modells durch den Tidefluss unter gleichzeitiger Berücksichtigung des Oberwassereinflusses "routen" und so die Bemessungswasserstände entlang des Tideflusses festlegen. Neben verschiedenen Modellen sind Eingangssturmtide und Oberwassereinfluss sowie Szenarien zur Sperrwerks- bzw. Wehrsteuerung Variablen, die zu unterschiedlichen Ergebnissen führen können.

Die Problematik bei der Ermittlung von Bemessungswasserständen in Tideflüssen soll am Beispiel der Elbe erläutert werden. In Abb. 3 ist das Elbeästuar mit den Pegelstandorten Cuxhaven, Brokdorf, Stadersand und St. Pauli dargestellt.



Abb. 3: Elbeästuar mit den Pegelstandorten (nach SIEFERT, 1998a, verändert)

Die Bemessungswasserstände "1985/2085 A" basieren auf den Arbeiten einer Arbeitsgruppe von Experten aus dem Jahr 1986 und wurden 1988 veröffentlicht (SIEFERT, 1988). Es handelt sich dabei um ein zwischen den Elbanliegern abgestimmtes Verfahren, das die Erkenntnisse über das Tide- und Sturmflutgeschehen im Bereich der Elbe, die in den vergangenen 35 Jahren gesammelt wurden, berücksichtigt und prinzipiell auch für den Bereich der Küste und anderer Tideflüsse anwendbar ist. Die Bezeichnung 1985/2085 A bezieht sich auf

die einberufende Sitzung der zuständigen Arbeitsgruppe im Jahr 1985 und der geplanten Gültigkeit des ermittelten Bemessungswasserstandes von 100 Jahren. Der Appendix A bezeichnet die verwendete Windstaukurve für Cuxhaven. Die empfohlenen Bemessungswasserstände sind inzwischen amtlich in Hamburg und Niedersachsen; in Schleswig-Holstein ist die Überprüfung der Bemessungswasserstände mit dem Generalplan Küstenschutz (MLR-LLT, 2001) abgeschlossen worden.

In SIEFERT (1988) war noch eine Überprüfung der Bemessungswasserstände anhand neuer Daten und Erkenntnisse im Abstand von 20 bis 25 Jahren vorgesehen. In Anpassung an internationale Gepflogenheiten wurde dieser Abstand auf etwa alle 10 Jahre verkürzt und daher 1998 eine Neubearbeitung veröffentlicht (SIEFERT, 1998b). Dabei wurde keine Veranlassung gesehen, die Bemessungssturmflut 2085 A zu verändern.

Anders als rein statistische Ansätze, die für jeden Ort bzw. jede Pegelzeitreihe an der Elbe separat einen Bemessungswasserstand errechnen, wird bei diesem Verfahren nur für den Pegel Cuxhaven eine maßgebende Sturmtidekurve festgelegt, während die Scheitelwerte an anderen Abschnitten der Elbe in Modellversuchen bzw. mit pragmatischen Ansätzen festgelegt werden.

Die für den Pegel Cuxhaven festgelegte Sturmtidekurve enthält die aktuellen Tideverhältnisse an der Küste, zusätzliche astronomische Einflüsse, meteorologische Einflüsse (im wesentlichen Windstau) sowie Einflüsse aus säkularen Veränderungen.

Als mittlere Tidekurve, die das aktuelle Tidegeschehen beschreibt, wurde das Mittel der letzten 10 Jahre gewählt, um einen repräsentativen Zeitraum zu Grunde zu legen, in dem auch der Oberwasserzufluss mit Qo = 770 m<sup>3</sup>/s dem langjährigen Mittel entspricht. Diese Tidekurve wird durch die Parameter mittleres Tidehochwasser (MThw), mittleres Tideniedrigwasser (MTnw), mittleres Tidemittelwasser (MTmw), mittlerer Tidehub (MThb), mittlere Flutdauer (TF) und mittlere Ebbedauer (TE) beschrieben.

Zur Ermittlung des maßgebenden Windstaus wurden zunächst alle Windstauwerte aus dem Kollektiv der 153 für den Pegel Cuxhaven vorhandenen Windstaukurven nach ihrer Lage zum Tidescheitelwert getrennt betrachtet.

Diese Windstaukurven wurden als Differenz zwischen der beobachteten (eingetretenen) und der mittleren Tide ermittelt. Somit sind in diesen Staukurven neben der Windwirkung, die gemäß SIEFERT (1998b) in der Regel etwa 90 % des Betrages ausmacht, des Weiteren Einflüsse aus Beckenschwingungen und Fernwellen enthalten.

Die Höhe des Windstaus ist abhängig von Richtung, Geschwindigkeit, Dauer und Wirklänge (fetch) des Windes. Die Windstauhöhe nimmt mit steigender Dauer des Windes zu, nähert sich aber asymptotisch einem Maximalwert. Der Windstau ist zudem abhängig von der Wassertiefe und kann sich in Tidegebieten bei Niedrigwasser und ansonsten gleichen Bedingungen stärker auswirken als bei Hochwasser. Eine Berechnung bzw. Vorhersage des Windstaus ist aufgrund der instabilen sturmfluterzeugenden Wetterlagen mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden, so dass allgemeingültige Angaben für die Nordsee bzw. die Deutsche Bucht nicht vorhanden sind.

Obwohl für einen extremen Wasserstand ein Zusammentreffen von Thw und Windstau einer bestimmten Höhe verantwortlich ist, wurde von der Länderarbeitsgruppe das Kollektiv der Windstaumaxima bei Tnw für die Ermittlung einer maßgebenden Windstaukurve zugrunde gelegt.

Dies hat zwei Gründe: zum einen ist das Kollektiv der Stauwerte bei Thw erheblich kleiner, zum anderen stellen sich bei sonst gleichen Bedingungen höhere Staus um Tideniedrigwasser ein; dort ergeben sich die "wirklichen" Maximalwerte des Windstaus. Das Verhältnis  $W_{Thw}/W_{Tnw}$  schwankt für die betrachteten Sturmfluten von 1965 bis 1994 zwischen 29 und 91 Prozent und liegt im Mittel bei 71 Prozent. Betrachtet man nur den Zeitraum bis 1988, so ergibt sich eine Schwankung zwischen 51 und 89 Prozent mit dem Mittel bei 73 Prozent.

Dementsprechend nutzt die Länderarbeitsgruppe das Verhältnis von  $W_{Thw}/W_{Tnw} = 0,90$ zur Übertragung des Windstaus auf das Hochwasser. Mit dem maximal beobachteten Gesamtstau bei Tnw von 430 cm (23.12.1894 und 23.2.1967) wird der maximale Gesamtstau bei Thw somit auf  $0,9 \cdot 430 = 385$  cm festgelegt (Zur Einordnung: Der bisher gemessene Höchstwert des Windstaus bei Thw erreichte bei der Sturmflut am 16.2.1962 den Wert von 375 cm).

Da andere Einflüsse wie Fernwellenanteile und Eigenschwingungen der Nordsee in den Gesamtstauwerten enthalten sind, müssen für die Festlegung eines Bemessungswasserstandes keine weiteren Anteile betrachtet werden. Der Bemessungswasserstand für den Pegel Cuxhaven ergibt sich daher aus der Addition von mittlerem Tidehochwasser und festgelegtem Gesamtstaumaxima für 1985 zu:

•  $BW_{1985} = NN + 150 \text{ cm} + 385 \text{ cm} = NN + 535 \text{ cm}$ 

und für 2085 mit Ansatz des Säkulartrends von 30 cm zu:

•  $BW_{2085} = NN + 180 \text{ cm} + 385 \text{ cm} = NN + 565 \text{ cm}.$ 

Mit dem oben beschriebenen Konzept ist den ermittelten Scheitelwerten grundsätzlich keine Überschreitungswahrscheinlichkeit bzw. Wiederkehrzeit im Sinne der Extremwertstatistik zuzuordnen.

Lediglich mit Hilfe der ebenfalls von der Länderarbeitsgruppe durchgeführten Trenduntersuchung der 12 höchsten Werte der Windstauhöhen bei Tidehochwasser, die dem verwendeten Wert des Windstauanteils von 385 cm eine Überschreitungswahrscheinlichkeit je nach Extrapolation zwischen 1/180 und 1/530 Jahren zuordnet, kann eine Einordnung vorgenommen werden. Diese Angaben sind allerdings mit sehr großen Unsicherheiten behaftet.

Da aber in den Nachbarländern der Bundesrepublik Eintrittswahrscheinlichkeiten für Bemessungswasserstände angegeben werden, und um die so ermittelten Werte mit denen aus rein statistischen Ansätzen gewonnenen Wasserständen vergleichen zu können, wurde von den Autoren dieses Bemessungskonzeptes für die Wiederkehrzeit ein Wert von T = 100 bis 150 Jahren als realistisch eingestuft (SIEFERT, 1998b). Um nun die Bemessungswasserstände in der Elbe zu erhalten, wurde die festgelegte Sturmtidekurve für Cuxhaven mittels Vergleich dreier Modelle in die Elbe übertragen. Dazu wurde ein Oberwasserzufluss von  $Q_0 = 2200 \text{ m}^3/\text{s}$  verwendet. Dieses  $Q_0$  entspricht dem um 50 m $^3/\text{s}$  aufgerundeten Wert, der 1974 bei einer mittleren Sturmflut auftrat; zum Vergleich: HHQ<sub>0</sub> bei Neu-Darchau beträgt 3840 m $^3/\text{s}$  (7.4.1895, Ermittlung ungenau); der Scheitelwert des Elbehochwassers in 2002 betrug dort knapp 3400 m $^3/\text{s}$ .

Die danach von der Länderarbeitsgruppe festgelegten Wasserstände sind in Tab. 3 zusammengestellt. Zusätzlich sind zum Vergleich Berechnungen der Bundesanstalt für Was-

	Cuxhaven	Brokdorf	Stadersand	St. Pauli
Elbe-km	724	684,2	654,8	623,1
BW 2085 <sup>2</sup> [cm NN] HThw 2085 <sup>3</sup> [cm NN]	565 	640 625	680 680	730 730

Tab. 3: Wasserstände für Standorte entlang der Elbe (nach SIEFERT, 1998b, ergänzt)

<sup>2</sup> Bemessungswasserstand, beschickt auf 2085

<sup>3</sup> Nach BAW-AK

serbau, Außenstelle Küste (BAW-AK), angegeben, basierend auf der von der Länderarbeitsgruppe ermittelten Sturmtidekurve für Cuxhaven und dem topographischen Zustand der Elbe von 1992.

## 4. Ermittlung von Bemessungswasserständen mit Anpassungsfunktionen

Im Gegensatz zu anderen Modellen werden bei der statistischen Häufigkeitsanalyse bzw. einer Anpassung mit Verteilungsfunktionen die tatsächlich registrierten bzw. beobachteten Extremwasserstände zugrunde gelegt.

Eine solche Betrachtung hat den Vorteil, dass diese Werte bereits eine Überlagerung der astronomischen Tide und der anderen wirkenden Parametern darstellen und daher für eine Beurteilung der Wasserstandsentwicklung im Bereich der mittleren und extremen Wasserstände hinreichend sind (JENSEN, 1985). Nachteil ist, dass die Pegeldaten, vor allem in Tideästuaren, häufig systematischen Veränderungen im Laufe der Zeit unterlagen.

Für die gesamte Bearbeitung ist grundsätzlich darauf hinzuweisen, dass der Extrapolationszeitraum im Hinblick auf die Repräsentanz der Stichprobe für die Grundgesamtheit im allgemeinen auf die zwei- bis dreifache Länge des Beobachtungszeitraums beschränkt werden sollte (siehe z.B. DVWK, 1999). Bei einem Datenkollektiv von ca. 150 Jahren sollten daher Ergebnisse für Wiederkehrzeiten größer als etwa 500 Jahre bzw. Überschreitungswahrscheinlichkeiten kleiner P =  $2 \cdot 10^{-3}$  als formale Auswertung der Verteilungsfunktionen unter der Annahme, dass die statistischen Parameter über diesen Zeitraum konstant bleiben, betrachtet werden. Die Durchführung von Prognosen/Extrapolationen im üblichen Sinne für Ereignisse mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten ist auf der Grundlage klassischer Verteilungsmethoden nicht möglich und hier nur der Vollständigkeit halber und zur Einordnung gegeben. Die verwendeten Verteilungsfunktionen und angestellten Überlegungen sind im Folgenden am Beispiel des Pegels Cuxhaven dargestellt.

# 4.1 Verteilungsfunktionen für die HThw-Zeitreihe des Pegels Cuxhaven

Für eine statistische Betrachtung der Extremwerte ist es erforderlich, die Daten durch eine Berücksichtigung des säkularen Meeresspiegelanstiegs zu homogenisieren. Nach umfangreichen Untersuchungen von JENSEN (1985) wurde diese Homogenisierung der HThw-Werte für den Pegel Cuxhaven mit 0,26 m/100a (Säkulartrend) auf das Jahr 2000 (BHThw-Zeitreihe) durchgeführt.

Eine statistische Analyse von jährlichen Extremwerten der auf das Jahr 2000 beschickten HThw-Zeitreihe (BHThw) des Pegels Cuxhaven (jährliche Serie) mit den in der Hydrologie üblichen Verteilungsfunktionen zeigt, dass die beste Anpassung an die Beobachtungswerte mit der JENKINSON-VERTEILUNG, VERFAHREN A, bzw. mit der LOG-PEARSON-III-VERTEILUNG erzielt werden konnte (s. auch JENSEN, 1985).

Die Ergebnisse dieser formalen Auswertung sind in Tab. 4 für verschiedene Verteilungsfunktionen zusammengestellt. Für eine Beurteilung der Güte einer Verteilungsfunktion wird nicht auf die in der Literatur bekannten Anpassungstests (z.B. Chi-Quadrat-Test) zurückgegriffen, sondern der mittlere Fehler für jede der vier Verteilungsfunktionen und der linearen Regression berechnet (JENSEN, 1985). Wird dieser mittlere Fehler zur Beurteilung der Anpassungsgüte einer Verteilungsfunktion herangezogen, so zeigt sich, dass die beste Anpassung an die Beobachtungswerte mit der LOG-Pearson-III-Verteilung erzielt werden kann.

T[a]	Jenkinson A [cm]	Gumbel [cm]	LOGPearson III [cm]	Lin. Regression [cm]	LOGNormal [cm]
100	517	518	502	524	491
200	544	546	524	553	509
250	553	555	530	562	514
500	580	583	551	591	531
1.000	606	611	572	620	547
2.000	633	638	593	649	563
5.000	668	675	620	687	583
10.000	695	703	640	715	598
Mittl. Fehler	6.34	6.57	4.53	6.32	6.39

Tab. 4: Ergebnisse verschiedener Verteilungsfunktionen für die BHThw-Zeitreihe 1849 bis 1999 des Pegels Cuxhaven

Die Ergebnisse der Verteilungsfunktionen und der empirischen Wiederkehrzeiten sind in Abb. 4 dargestellt. Diese wahrscheinlichkeitstheoretische Auswertung einer Zeitreihe von etwa n = 150 Jahren erfolgt unter der Voraussetzung, dass die Zeitreihe über diesen Zeitraum homogen und stationär ist und die Einzelwerte unabhängig voneinander sind. Diese Voraussetzungen sind nicht uneingeschränkt als erfüllt anzusehen.

# BHThw-Zeitreihe Cuxhaven 1849/1999



Abb. 4: Verteilungsfunktionen für BHThw-Zeitreihe 1849 bis 1999 des Pegels Cuxhaven

## 4.2 Trendfunktionen

Zur Trendermittlung von zweidimensionalen Stichproben werden Regressionsfunktionen herangezogen. Diese stellen Ausgleichsrechnungen nach dem Prinzip der kleinsten Abstandsquadrate dar. Am häufigsten werden dabei lineare Ansätze gewählt; es können allerdings auch nichtlineare Ansätze wie Polynome n-ter Ordnung oder, wie im Folgenden gezeigt, auch logarithmische Ansätze verwendet werden.

Zum Ansatz einer Regressionsfunktion müssen den hier untersuchten Wasserständen Häufigkeiten bzw. empirische Wahrscheinlichkeiten zugeordnet werden (Wertepaare aus Wasserstand und empirischer Wahrscheinlichkeit). Anpassungsmöglichkeiten, z.B. zur Linearisierung, bestehen dabei zum einen in der Wahl der empirischen Wahrscheinlichkeit und zum anderen durch Repräsentation der empirischen Wahrscheinlichkeit durch eine reduzierte Variable.

Während die Zuweisung von Plotting Positions und damit die Zuordnung einer empirischen Wahrscheinlichkeit (Plotting Position Formula) hier also Vorbedingung ist, ist sie zur reinen Ermittlung von Bemessungswasserständen nach Verteilungsfunktionen nicht notwendig. Sie wird dort allerdings zum Vergleich zwischen der Häufigkeitsverteilung der Stichprobe und der theoretischen Verteilungsfunktion benötigt und ist demzufolge auch in allen Darstellungen der vorhergehenden und folgenden Abschnitte zu finden. Nach umfangreichen Voruntersuchungen wurde die empirische Wahrscheinlichkeit nach WEIBULL (s. z.B. JENSEN, 1985) ausgewählt (s. Abschnitt 2.2).

Als problematisch für die Beschreibung von äquidistanten Zeitreihen hydrologischer, bzw. meteorologischer Extremwerte mittels Regressionsfunktionen zeigt sich die Erfassung der Randbereiche, also der Bereich sehr niedriger und sehr hoher Wahrscheinlichkeiten. Um den Gradienten der Trendfunktion nicht zu sehr von der Vielzahl von Messwerten häufigen Auftretens beeinflussen zu lassen und damit im Bereich der gesuchten, zu extrapolierenden Wasserstände niedriger Wahrscheinlichkeit zu niedrig zu liegen, können die ermittelten empirischen Verteilungswerte nach ihrer Wiederkehrzeit T<sub>n</sub> gefiltert werden. Aus Vergleichsuntersuchungen mittels Korrelationskoeffizienten wurde der Schwellwert für alle folgenden Untersuchungen zu T<sub>n</sub> = 3 Jahren festgelegt.

Dabei kann zum Verhalten des Korrelationskoeffizienten für die doppellogarithmische Trendfunktion Folgendes festgehalten werden:

Werden alle  $T_n$  zur Trendbestimmung herangezogen, ist die Trendfunktion im Bereich kleiner Wiederholungszeiträume zu stark gekrümmt und damit zu flach im oberen Bereich; der Korrelationskoeffizient R<sup>2</sup> ist eher niedrig.

Werden die Jährlichkeiten mit einer Schwelle von 2 bis 4 Jahren herausgefiltert, ergibt sich eine gute funktionale Angleichung; R<sup>2</sup> strebt einem lokalen Maximum entgegen.

Werden weitere Jährlichkeiten (> 4 bis 5 Jahre) herausgefiltert, wird R<sup>2</sup> wieder kleiner, und der Bereich der ausreichend gestützten Aussagen wird aufgrund einer zu geringen Anzahl von Vergleichswertepaaren verlassen.

Zu starke Filterungen, z.B.  $T_n > 10$ , führen zwar zu größeren Korrelationskoeffizienten, sind aber aufgrund einer zu geringen Datenbasis nicht verwertbar (Anmerkung: bei nur 2 Wertepaaren kann die Funktion mathematisch exakt definiert werden).

Mit den oben genannten Merkmalen einer Regressionsuntersuchung kann die Vergleichbarkeit zur Anpassung einer Verteilungsfunktion hergestellt werden. Ist die untersuchte Stichprobe gemäß einer Verteilungsfunktion verteilt und wird sie in einem Diagramm zusammen mit der entsprechenden empirischen Wahrscheinlichkeit dargestellt, so liegen sowohl der Trend der dargestellten Plotting Positions, die Plotting Positions selbst und die Kurve der Verteilungsfunktion auf einer Linie. Damit gelten auch alle Restriktionen bezüglich der Anwendbarkeit, wie für die Ermittlung von Bemessungswasserständen aufgrund von Verteilungsfunktionen dargestellt, und die erhaltenen Ergebnisse ergänzen in diesem Sinne die im vorherigen Abschnitt gezeigten Werte. In Abb. 5 ist die doppellogarithmische Trendfunktion für den Pegel Cuxhaven der Zeitreihe von 1932 bis 1998 dargestellt.



Abb. 5: Doppellog. Trendfunktion für BHThw-Zeitreihe 1932 bis 1998 des Pegel Cuxhaven

# 4.3 Regressionsfunktionen auf der Grundlage partieller Serien

Partielle Serien werden gebildet, indem aus dem gesamten Kollektiv der auf das Jahr 2000 beschickten Thw-Werte nur solche ausgewählt werden, die einen bestimmten Grenzwert überschreiten. Wird dieser Grenzwert so festgelegt, dass die Anzahl der ausgewählten Werte genau der Anzahl der Beobachtungsjahre entspricht, spricht man von einer jährlichen Überschreitungsserie. Üblicherweise wird der Grenzwert so festgelegt, dass die Anzahl der Werte etwa der zwei- bis dreifachen Anzahl der Beobachtungsjahre entspricht.

Entgegen dieser Empfehlung wurden aus dem Kollektiv aller beobachteten Thw-Werte des Zeitraums 1843 bis 1991 verschiedene partielle Serien aus den

- 0,1 % höchsten Werten (105 Werte),
- 150 höchsten Werten,
- 1 % höchsten (1045 Werte),
- 5 % höchsten (5223 Werte) und
- 10 % höchsten (10446 Werte) zusammengestellt.

Mit dieser Vergrößerung der Anzahl der betrachteten Werte wird zwangsläufig eine Verbesserung der Daten im statistischen Sinne herbeigeführt. Der maximale Extrapolationszeitraum ist aber auch hier beschränkt und sollte die 2- bis 3-fache Anzahl der Beobachtungsjahre nicht überschreiten, d.h. die Einschränkungen nach Abschn. 2.4 gelten auch für diese Auswertungen.

Zur Bewertung der Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Regressionsverfahren wird das Konfidenzintervall für die Messwerte nach Yevjenich (JENSEN, 1985) herangezogen. Als Prüfverteilung wird die Student-t-Verteilung auf einem Signifikanzniveau von 1-a von 99 % herangezogen; es ist also zu erwarten, dass bei 1 % der Stichproben der Wert x nicht im Konfidenzintervall eingeschlossen ist. Die empirischen Wahrscheinlichkeiten (Unterschreitungswahrscheinlichkeiten) werden auch hier nach dem Ansatz von WEIBULL berücksicht.

In Tab. 5 sind die Ergebnisse des linearen Regressionsverfahrens der partiellen Serien der BThw-Werte der Zeitreihe von 1843 bis 1991 sowie zum Vergleich die Auswertung der log-Pearson-III-Verteilung (BHThw-Zeitreihe 1849 bis 1999) für den Pegel Cuxhaven zusammengestellt.

T [a]	0,1 % 105 Werte [cm]	Höchste 150 Werte [cm]	1 % 1045 Werte [cm]	5 % 5223 Werte [cm]	10 % 10446 Werte [cm]	BHThw-Reihe 1849/1999 LOG Pearson III [cm]
100	506	510	524	515	503	502
200	529	534	551	541	527	524
500	559	566	586	574	559	551
1.000	582	590	613	600	584	572
2.000	605	614	639	626	608	593
5.000	635	645	675	659	640	620
10.000	658±8,9	669±9,6	701±5,5	685±4,0	664±5,7	640
Mittl. Fehler	3,39	3,68	2,14	1,56	2,20	4,53

Tab. 5: Wasserstände [cm NN] nach Regressionsverfahren für verschiedene BThw-Kollektive des Pegels Cuxhaven

Bei allen Datensätzen mit partiellen Serien kann die beste Anpassung mit der linearen Regression erreicht werden. Der Wasserstand mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von  $P = 10^{-4}$  liegt zwischen BW = NN + 658 cm und NN + 701 cm.

Im Vergleich dazu ergibt sich mit der Anpassung der LOG-Pearson-III-Verteilung an die homogenisierten jährlichen Höchstwerte der gleichen Zeitreihe für eine Überschreitungswahrscheinlichkeit von P =  $10^{-4}$  der Wasserstand von BW = NN + 640 cm.

## 4.4 Bewertung und Vergleich

Auch wenn eine Zuordnung von Überschreitungswahrscheinlichkeiten bzw. Wiederkehrzeiten zu den Bemessungswasserständen bzw. zum "maximal möglichen Windstau" (Wahrscheinlichkeit Null, Wiederkehrzeit unendlich) aufgrund der Konzeption dieser Verfahren nicht möglich ist, so ist es doch zur Verifikation sinnvoll, diese Ergebnisse mit denen der klassischen Extremwertstatistik, d.h. der Anpassung verschiedener Verteilungsfunktionen an die beobachteten Wasserstände, zu vergleichen. Der "maximal mögliche Wasserstand", der sich aus der Addition von "maximal möglichem Windstau" nach GÖNNERT (1999) und dem MThw (150 cm) ergibt, hätte bei Anwendung der LOG-Pearson-III-Verteilung (BHThw-Zeitreihe 1849 bis1999), die für eine Anpassung an jährliche Höchstwerte am besten geeignet ist, eine Wiederkehrzeit von etwa

Verfahren	Quelle	Datengrundlage	T [a]	Wasserstand [cm NN]
Bemessungs- wasserstand 1985 BW1985	Länderarbeitsgruppe (SIEFERT, 1988)	mittl. Tide 76/85 (150 cm)+ max. Windstau (385 cm) (max. Windstau = max. beobachteter Windstau · 0.9)	100–150	535
Bemessungs- wasserstand 2085 BW2085	Länderarbeitsgruppe	mittl. Tide 86/95 + säk. Entwicklung (180 cm) + max. Windstau (385 cm)	100–150	565
Max. möglicher Wasserstand	KFKI-Forschungs- vorhaben "Windstauanalysen" (GÖNNERT, 1999)	mittl. Tide (150 cm) + max. möglicher Windstau (450 cm)	_	600
HIST/1 bzw. HIST/2	PLATE (Lenkungsausschuss Sturmflutuntersuchun- gen in der Elbe, 1983)	höchster beobachteter Windstauwert (430 cm) + höchstes Thw (150 cm)	600–1.000	580
EXTR/1 EXTR/2	PLATE (Lenkungsausschuss Sturmflutuntersuchun- gen in der Elbe, 1983)		400–600	555 575
WADI Modell	SIEFERT (Lenkungsausschuss Sturmflutuntersuchun- gen in der Elbe, 1983)	Basiert auf Verfahren zur Sturmflutvorhersage, WArnDIenst Hamburg	600–1.000	585
Anpassung mit Verteilungs- funktionen (LOG Pearson III)	Jensen	BHThw-Zeitreihe 1849–1999 HThw-Werte beschickt auf das Jahr 2000; säk. Anstieg = 0,26 cm/a)	100 1.000 10.000	502 572 640
Berechnung mit BThw- Quantilen (lin. Regression)	Diplomarbeit WEYDA (1996) bzw. aktualisierte Berechnungen Zeitraum: 1843–1991	90 % Quantil (10446 Werte) 95 %Quantil (5223 Werte) 99 % Quantil (1045 Werte) 99,9 % Quantil (105 Werte) Jährl. ÜSerie (150 Werte)	10.000 10.000 10.000 10.000 10.000	664 (584) <sup>1</sup> 685 (600) 701 (613) 658 (582) 669 (590)
BHHThw (1976)	zum Vergleich	beschickt auf 2000 mit 26 cm/100 a		516

Tab. 6: Extremwasserstände für den Pegel Cuxhaven; berechnet nach verschiedenen Verfahren

 $^{1}$  Werte in Klammern für T = 1000 a

T = 3.000 Jahren, bei Anwendung der linearen Regression eine Wiederkehrzeit von T = 400 bis 600 Jahren.

Die Ergebnisse der verschiedenen Verfahren zur Abschätzung von extremen Sturmfluten für den Pegel Cuxhaven und deren Datengrundlagen sind in Tab. 6 zusammengefasst. Der amtlich gültige Bemessungswasserstand für 2085 der Länderarbeitsgruppe (2085 A) hätte verglichen mit der LOG-Pearson-III Verteilung eine Wiederkehrzeit von etwa T = 900 bis 1000 Jahren.

Die Verwendung partieller Serien, die verglichen mit den jährlichen Serien eine sehr große Anzahl von Daten berücksichtigen und damit eine Verbesserung des Datenkollektivs im statistischen Sinne herbeiführen, bringt keine wesentlich veränderten Ergebnisse. Das Sturmflutereignis mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von P =  $10^{-4}$  liegt bei allen Verfahren etwa 70 bis 100 cm über dem entsprechenden Ereignis mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von P =  $10^{-3}$ .

Zusammenfassend ist festzustellen, dass mit den o.a. Verfahren nach wissenschaftlichen bzw. fachlichen Kriterien nur Abschätzungen für Bemessungsereignisse mit zugeordneten Wiederkehrintervallen im Bereich von maximal 300 bis 500 Jahren abgeleitet werden können. Dies gilt allerdings auch nur für Standorte bzw. Küstenabschnitte, für die lange Beobachtungszeitreihen vorliegen.

Aussagen zu Ereignissen mit Überschreitungswahrscheinlichkeiten im Bereich von  $10^{-3}$  bis  $10^{-4}$  sind mit statistischen bzw. wahrscheinlichkeitstheoretischen Verfahren nur sehr eingeschränkt möglich. Da aber aufgrund der gesellschaftspolitischen Rahmenbedingungen und der technischen Regelwerke ein Bedarf besteht, Ereignisse mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten im Bereich bis zu P =  $10^{-4}$  abzuschätzen, werden im folgenden Abschnitt entsprechende Überlegungen und Untersuchungen zu möglichen Ansätzen vorgestellt.

# 5. Entwicklung eines Verfahrens zur Abschätzung von Sturmflutwasserständen mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten (STAUZEIT)

## 5.1 Allgemeines

Aufgrund der an der deutschen Nordseeküste eingeschränkten Datengrundlage (z.B. Windstauzeitreihen) für aufwendige Risk Management Untersuchungen (z.B. niederländische Verfahren) und aufgrund der unzulässigen Extrapolation bei "klassischen" statistischen Verfahren sind die oben genannten Verfahren zur Abschätzung von Bemessungsereignissen für Seedeiche und Ästuardeiche mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten nicht bzw. eingeschränkt geeignet.

Zur Abschätzung der Wasserstände von Sturmfluten mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten muss daher ein anderes Verfahren entwickelt werden. Im Folgenden wird ein Konzept vorgestellt, dass auf der Überlagerung von Einzelwahrscheinlichkeiten beruht.

Das Ereignis Sturmflut setzt sich aus deterministischen Anteilen (z.B. Tidewasserstand) und stochastischen Anteilen (z.B. Windstau) zusammen. Die wahrscheinlichkeitstheoretische Betrachtung sollte aber auf die stochastischen Anteile beschränkt werden. Dem Bemessungswasserstand kann dann aus der Überlagerung der Einzelanteile astronomischer Tidewasserstand, Windstau, Fernwellen, Beckenschwingungen und ggf. anderer Anteile eine bestimmte Jährlichkeit zugeordnet werden. Um eine Datenbasis für die statistische Bewertung der Einzelanteile zu erhalten, muss ihre Größe aus den verfügbaren Wasserstandsaufzeichnungen ermittelt werden. Dabei gibt es zwei Definitionen zum Erhalt der so genannten "Windstaukurve":

- Die Differenz zwischen dem eingetretenen Wasserstandsverlauf und dem Verlauf der für diesen Zeitpunkt vorausberechneten astronomischen Tide
- Die Differenz zwischen dem eingetretenen Wasserstandsverlauf und dem Verlauf der für die entsprechende Zeit gültigen mittleren Tide.

Damit umfasst der Windstau bei beiden Definitionen nicht nur den dominierenden Anteil aus dem direkten Wind über der deutschen Bucht, sondern auch die weiteren Effekte aus in die Nordsee einschwingenden Fernwellen, Beckenschwingungen, Wirkung des vorherrschenden Luftdrucks, Wasser- und Lufttemperaturen, Böigkeit des Windes und so genannte "return surges", verursacht durch plötzliches Abflauen des Windes (TOMCZAK, 1952 u. KOOPMANN, 1962). Für den Fall der Ermittlung anhand der mittleren Tide kommen auch noch Spring- und Nippanteile hinzu. Zudem ist in der mittleren Tidekurve, die ja eine Ganglinie der arithmetisch gemittelten, sich entsprechenden Wasserstände mehrerer Tidekurven für einen bestimmten Ort und einer bestimmten Zeitspanne<sup>1</sup> darstellt, stets neben den reinen astronomischen periodischen Anteilen immer auch Windeinfluss enthalten, so dass bei der Differenzbildung von eingetretenem Wasserstand zu mittlerer Tidekurve quasi der aktuelle Windstau von dem mittleren Windstau abgezogen wird.

Aber selbst bei Verwendung der astronomische Tide zur Ermittlung des Windstaus bestehen Probleme durch die Definition der astronomischen Tide. Diese umfasst nicht nur die aus dem Gravitationssystem Erde, Mond und Sonne hervorgerufenen harmonischen Teiltiden und die Einflussfaktoren von Form und Tiefe der Küstengebiete (Flachwassertiden), sondern unter anderem auch die so genannten "meteorologischen Tiden", die ebenfalls als streng periodische Anteile des Tideverlaufs wirken. Beispiele sind die Seewind-Zirkulation, die mit dem täglichen Gang der Sonneneinstrahlung korreliert und der saisonale Wechsel von vorherrschenden Winden und Luftdruckverhältnissen, der mit der Deklination der Sonne in Wechselwirkung steht (MÜLLER-NAVARRA u. GIESE, 1999). Es ist also nie exakt und vollständig der Windstaueinfluss von der astronomischen Tide zu trennen.

Aus dem bisher Aufgeführten ist also der Windstau, ermittelt nach der astronomischen Tide, für die Trennung von deterministischen und stochastischen Anteilen zu bevorzugen. Aufgrund der Verfügbarkeit der Daten wird für wasserbauliche Zwecke allerdings meist die mittlere Tide verwendet (SIEFERT, 1978), die auch für die Ermittlung der Windstauhöhen im Sturmflutatlas Cuxhaven (GÖNNERT u. SIEFERT, 1998) benutzt wurde, dessen Daten Grundlage für das im Folgenden beschriebene Verfahren sind.

Der Windstau umfasst also definitionsgemäß die aperiodischen, hauptsächlich meteorologischen, Wirkungen und ist im Wesentlichen abhängig von der Windwirklänge, der Windrichtung- bzw. -stärke und Winddauer und ist, anderweitig vergleichbare Bedingungen vorausgesetzt, umgekehrt proportional zur Wassertiefe.

Im Bereich der deutschen Nordseeküste (im Gegensatz zur nahezu tidefreien Ostsee) ist in jedem Fall der Tidehub von so großer Bedeutung, dass ein Auftreten eines hohen Windstaus um den Tideniedrigwasser-Zeitpunkt nicht zwangsläufig zu einem katastrophal hohen Wasserstand führt.

Die Abb. 6 soll schematisch diesen Zusammenhang verdeutlichen. Betrachtet wird ein kritisches Zeitfenster des Tidewasserstandes von einer Stunde um den Thw-Scheitel. Im obe-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Dies ist die Definition gemäß DIN 4049-3, daneben gibt es historisch bedingt, weitere verschiedene Verfahren zur Bestimmung der mittleren Tidekurve, siehe LAWA (2001)




Abb. 6: Betrachtung zur Überlagerung von Windstau und astronomischer Tide (schematisch)

ren Teil der Abbildung ist das Zusammentreffen eines Windstaumaximums (markiert durch den Punkt) mit dem Tidehochwasserscheitel dargestellt; die Überlagerung von astronomischer Tide und Windstau liefert den höchsten Wasserstand  $W_{max}$ .

Im unteren Teil von Abb. 6 liegt das Windstaumaximum nicht im kritischen Bereich um Thw, die Überlagerung liefert hier kein außergewöhnliches Hochwasserereignis. Bei der Bestimmung des Ereignisses "Zusammentreffen" müssen also zwei Kriterien definiert werden: die Breite des Zeitintervalls "Tidehochwasserstand" und die Breite der kritischen Scheiteldauer der Windstauereignisse. Daher ist im unteren Teil der Abbildung ebenfalls ein Bereich der Windstaukurve grau unterlegt, der Werte größer als 95 % des Maximalwindstaus aufweist.

Fällt ein Windstauwert aus diesem Bereich mit dem kritischen Zeitraum des Thw zu-

sammen, ergibt sich ein Wasserstand von mindestens 95 % des maximalen Wasserstandes W<sub>max</sub>. Der Wasserstand bei einem solchen Ereignis ist ggf. nur ein bis zwei Dezimeter kleiner als der Maximalwasserstand W<sub>max</sub>, jedoch ist ein solches Ereignis umso häufiger, je breiter man den kritischen Scheitelbereich der Windstaukurve definiert.

Wie erläutert, bedeutet dies: nur wenn die beiden relativ unabhängigen Einzelereignisse • Windstau mit einer bestimmten Jährlichkeit

• Windstau trifft auf Tidehochwasserscheitel

gleichzeitig auftreten, wird ein extremer Wasserstand bzw. eine Sturmflut an der Nordsee auftreten. D.h. die gesuchte Wahrscheinlichkeit des Eintretens eines Extremwasserstandes ergibt sich aus der Multiplikation der Wahrscheinlichkeit für Windstau einer bestimmten Höhe und der Wahrscheinlichkeit, dass der Windstau zeitgleich um den Tidehochwasserscheitel auftritt.

Die Wahrscheinlichkeit für das zeitgleiche Auftreten von Windstaumaximum und Tidehochwasserscheitel wird mit  $P_z$  und die Wahrscheinlichkeit für das Erreichen eines bestimmten Windstauwertes mit  $P_w$  beschrieben; die Wahrscheinlichkeit für das Gesamtereignis "maximaler Sturmflutwasserstand" ergibt sich damit zu

$$P_{ges} = P_z \cdot \mathbf{P}_{w}.$$

Diese Überlegung ist natürlich nur dann statthaft, wenn die entsprechenden Windstaukurven eine Länge des kritischen Scheitelbereiches von deutlich unter 12 Stunden aufweisen, da sonst in jedem Fall eines extremen Windstauereignisses wenigstens ein Tidehochwasser aufträte, und somit wenigstens einmal aus der Addition der beiden Anteile ein extremer Wasserstand resultieren würde. Das Ereignis "Zusammentreffen" wäre damit das "sichere Ereignis" und somit P<sub>z</sub> = 1.

Wie allerdings im folgenden Abschnitt ausgeführt wird, kann aus den beobachteten Windstaukurven eine Dauer des kritischen Scheitelbereiches von unter 2,5 Stunden bestimmt werden. Die Bestimmung der Wahrscheinlichkeit  $P_z$  soll mit der folgenden Abb. 7 verdeutlicht werden.

Es wird festgelegt, dass ein extremer Bemessungswasserstand nur dann auftritt, wenn der Scheitel der Windstaukurve mit dem Scheitel der Tidekurve zusammentrifft. Maßgebend für die Definition des Tidehochwasserzeitpunktes soll hier das Zeitfenster von einer Stunde sein (Außerhalb dieses Zeitfensters ist der Tidewasserstand des Pegels Cuxhaven, der zur Entwicklung des Verfahrens herangezogen wird, bereits wieder um mindestens 10 cm gefallen). Weiterhin soll der Scheitel des Beispiel-Windstauereignisses eine Breite von 3 Stunden aufweisen.

Wenn nun ein solches Windstauereignis auftritt, ist zu klären, wie es in einem beliebigen 12-Stundenintervall (etwa eine Tide) relativ zum Tidehochwasser zur Lage kommen kann. Dies zeigt exemplarisch der untere Bereich der Abb. 7. Wie ersichtlich ist, sind es genau 12 Möglichkeiten der unterschiedlichen Lage innerhalb einer Tidephase (leicht vereinfacht: Tidedauer: 12 h 25 Min bei 705 Tiden pro Jahr); Fall 11 und 12 vervollständigen die Reihe der möglichen Lagen um Tideniedrigwasser.

Wie zu sehen ist, bedeuten exakt drei von 12 möglichen zeitlichen Lagen des Windstauereignisses das Zusammentreffen mit dem Tidehochwasser. Die Wahrscheinlichkeit des Zusammentreffens ergibt sich damit zu

$$P_{z} = j/12$$

mit j = Dauer des kritischen Scheitelbereiches der Windstauereignisse (im Beispiel: <math>j = 3).



Abb. 7: Schematische Permutationszusammenstellung für P<sub>z</sub>

Zur endgültigen Ermittlung der Wahrscheinlichkeit  $P_{ges}$  muss daraufhin dieser Wert  $P_z$  mit der Wahrscheinlichkeit für das Erreichen eines bestimmten Windstauwertes  $P_w$  multipliziert werden.

In der Bemessungspraxis ist allerdings umgekehrt vorzugehen. Die Wahrscheinlichkeit P<sub>ges</sub> ist vorgegeben, ein Bemessungswasserstand entsprechender Jährlichkeit ist gesucht. D.h. aus

$$P_{ges} = P_z \cdot P_w$$

 $P_{w} = \frac{P_{ges}}{P_{z}}.$ 

wird

Der für diese Wahrscheinlichkeit P<sub>w</sub> ermittelte Windstauscheitelwert wird aus der Statistik der Windstauereignisse entnommen und mit dem mittleren Tidehochwasserstand addiert. Der gesuchte Extremwasserstand ergibt sich somit zu

$$W(P_{ges}) = Tidescheitelwasserstand (MThw) + W(P_w).$$

Diesem Wasserstand ist für die Ermittlung des Bemessungsereignisses der für den Planungszeitraum aktualisierte Säkularanstieg hinzuzufügen.

Anders als bei anderen mehrdimensionalen Verfahren, die außer den genannten Größen noch weitere Einzelereignisse berücksichtigen, ist hiermit ein pragmatischer Ansatz vorgestellt worden, der auch für Pegel bzw. Küstenabschnitte anwendbar ist, für die nur eine relativ geringe Datenbasis zur Verfügung steht. Die Verfasser haben dieses Verfahren mit dem Namen STAUZEIT (WindSTAU und ZEITliche Überlagerung mit astronomischer Tide) bezeichnet.

Grundsätzlich können in einem solchen Modell auch andere Einzelereignisse wie erhöhter Oberwasserzufluss, Eisstau oder andere Komponenten berücksichtigt werden. In erster Näherung wird eine Überlagerung der beiden Ereignisse "max. Windstau trifft mit einem Tidehochwasserscheitelwasserstand zusammen" und "Windstau erreicht eine bestimmte Jährlichkeit" betrachtet. Ein solches phänomenologisches Vorgehen hat vor allem für die Abschätzung der sehr seltenen Ereignisse gegenüber einer "klassischen" statistischen Betrachtung von Extremwerten der Wasserstandsmaxima den Vorteil, dass der Extrapolationszeitraum für beide Ereignisse noch innerhalb der statistisch akzeptablen Grenzen bleibt und die Abschätzung des Gesamtereignisses zuverlässiger erfolgen kann.

Dabei muss jedoch stets beachtet werden, dass zum einen, wie eingangs dieses Abschnittes erwähnt, unter dem Begriff "Windstau" nicht nur Einflüsse aus Wind, sondern ein Gesamtstauanteil verstanden wird und zum anderen der hier verwendete Windstau aus der Differenzbildung von tatsächlich aufgetretenem Wasserstandsverlauf und der mittleren Tide erhalten wurde.

In den folgenden Abschnitten wird daher zunächst auf einige Aspekte der verwendeten Windstaudaten eingegangen, sowie für den Pegel Cuxhaven die statistische Zuordnung von Windstauscheitelwerten zur Auftretenswahrscheinlichkeiten P<sub>w</sub> durchgeführt.

# 5.2 Verwendete Windstaudaten

Hohe Sturmfluten in der südlichen Nordsee bzw. im Tidebereich der Elbe sind zu erwarten, wenn Stürme aus südwestlichen bis nördlichen Richtungen auftreten, wobei die für die Deutsche Bucht bzw. das Elbeästuar besonders kritische Windrichtung 290° ist.

Neben der Windrichtung und der Windgeschwindigkeit hängt die Höhe des Windstaus von einer Vielzahl anderer Faktoren ab. Eine Berechnung bzw. Vorhersage des Windstaus ist daher sehr komplex und auch nicht einfach von der Ermittlung der astronomischen Tide bzw. ihrer Definition zu trennen. Nähere Auskunft über ein empirisches Modell zur Vorhersage von Windstauhöhen geben MÜLLER-NAVARRA u. GIESE (1999).

Vergleichsrechnungen für den Pegel Hoek van Holland an der niederländischen Nordseeküste, denen ein Orkan der Geschwindigkeit 35 m/s aus windstauwirksamen Richtungen zugrunde gelegt wurde, haben z.B. einen 10.000-jährlichen Windstau von 365 cm ergeben (RIJKSWATERSTAAT, 1995).

Aufgrund der morphologischen Verhältnisse in der Deutschen Bucht ist das Elbeästuar, insbesondere der Pegel Cuxhaven, wesentlich stauempfindlicher als die niederländische Nordseeküste, so dass hier von höheren Stauwerten ausgegangen werden muss. Geeignete Ansätze zur Abschätzung der maximal möglichen Windstauwerte in der Deutschen Bucht sind derzeit nicht verfügbar.

Datengrundlage für die Projektbearbeitung sind die Sturmfluten des "Hamburger Sturmflutatlas" (Strom- und Hafenbau Hamburg, GÖNNERT u. SIEFERT, 1998), in dem alle

Sturmfluten des Zeitraums 1901 bis 1995 zusammengestellt sind, für die die folgenden Bedingungen gelten:

- Windstau > 2,00 m
- HThw > MThw + 1,50 m.

Insgesamt standen damit für eine weitere Bearbeitung und Parametrisierung 192 Sturmflutscheitel und 153 Windstaukurven, also 153 Sturmfluten zur Verfügung, wobei die Staukurven durch folgende Kennzahlen parametrisiert wurden:

- Anstiegskennzahl
- Scheitelhöhe
- Scheitelmaximum/Periode
- Anstiegsende
- Scheiteldauer
- Abfallkennzahl.

Die Betrachtung des Windstaus anhand der oben genannten Parameter ist grundsätzlich sinnvoll, weil sie den zeitlichen Verlauf und die Höhe der Energie, die auf das Wasser einwirkt, darstellen und so den "physikalischen Wert" einer Sturmflut beschreiben.

Nach Auswertung der Parameter der Windstaukurven wird für den Pegel Cuxhaven eine "maximale Windstaukurve" angegeben, die für die Bemessung von Küstenschutzbauwerken herangezogen werden kann: "Unter den momentanen Bedingungen ist höchstens eine Windstaukurve mit 450 cm Höhe und einem Anstieg von 1 h/m, 2,5 h Dauer und 5,5 h/m Abfall zu erwarten" (GÖNNERT, 1999).

Auch wenn das Verfahren zur Ermittlung dieser maximalen Windstaukurve bei GÖN-NERT (1999) leider nicht näher beschrieben wird, kann dieser Wert doch einen Anhaltspunkt für die Höhe eines extremen Sturmflutereignisses liefern. Geht man von einem MThw von NN + 150 cm für den Pegel Cuxhaven aus (ein säkularer Anstieg müsste ggf. gesondert berücksichtigt werden), so ergibt sich ein maximal möglicher Sturmflutwasserstand von

$$BW_{max} = NN + 150 \text{ cm} + 450 \text{ cm} = NN + 600 \text{ cm}.$$

Das vorgestellte Konzept kann derzeit nur für den Pegel Cuxhaven angewandt werden, zum einen, weil dort die längste Beobachtungsreihe zur Verfügung steht, was einen besseren Vergleich mit den Ergebnissen der klassischen Extremwertstatistik ermöglicht, zum anderen, weil GÖNNERT u. SIEFERT (1998) 153 Windstaukurven für den Zeitraum 1901 bis 1985 detailliert untersucht haben, so dass auf diese (schon parametrisierten Daten) zurückgegriffen werden kann.

Der Windstau ist abhängig von der Windwirklänge und der Windrichtung und -stärke und umgekehrt proportional zur Wassertiefe. Die Auswertung der Windstaudaten erfolgt daher zunächst getrennt nach der Lage der Windstauwerte zur Periode.

Dabei erscheint folgende Abgrenzung sinnvoll:

- Windstaumaximum um Tnw: 3,0 h vor Tnw bis 3,5 h nach Tnw
- Windstaumaximum um Thw: 3,0 h vor Thw bis 3,0 h nach Thw.

Mit dieser Abgrenzung stehen für die weitere Bearbeitung 3 Datenkollektive zur Verfügung:

- 65 Windstaumaxima um Thw,
- 87 Windstaumaxima um Tnw sowie
- das Kollektiv aller 152 Windstauwerte.

Die Überschreitungswahrscheinlichkeiten bzw. die empirischen Wiederkehrzeiten nach Weibull (JENSEN, 1985) der in Abhängigkeit ihrer Lage zur Periode betrachteten Serien sind in Abb. 8 dargestellt. Zum Vergleich sind ebenfalls sowohl die maßgebende maximale Windstauhöhe nach SIEFERT (1988) mit W = 385 cm als auch die "maximal mögliche Windstauhöhe" W = 450 cm nach GÖNNERT (1999) eingetragen.

Die Auswahl einer geeigneten Verteilungsfunktion ist bei den Kollektiven der Windstaumaxima um Tnw und Thw aufgrund der geringen Datenbasis problematisch. Zu beachten ist, dass es sich hier um eine partielle Serie handelt. Da die Kollektive der Windstauwerte um Tnw und insbesondere das Kollektiv um Thw relativ klein sind, wird das Gesamtkollektiv der Windstauwerte ausgewertet. Bei Verwendung aller im "Sturmflutatlas" registrierten Windstauwerte (152 Werte für den Zeitraum 1901 bis 1995) liegt keine äquidistante homogene Zeitreihe vor.

Die Ergebnisse der Anpassungsrechnungen für das Gesamtkollektiv der Windstauwerte sind unbefriedigend. Die Schwankungsbreite der nach verschiedenen Verfahren durchgeführten Anpassungsrechnungen und die mittleren Fehler sind relativ groß. Diese Ergebnisse der Untersuchungen des Kollektivs aller Windstauwerte sind deshalb für weitergehende Betrachtungen nicht zu berücksichtigen (JENSEN u. FRANK, 2002).

Um dennoch dieses Datenkollektiv für die weiteren Untersuchungen zu erschließen und um den Voraussetzungen einer Extremwertanalyse zu genügen, wurde das Kollektiv aller Windstauwerte auf die Anzahl der Beobachtungsjahre beschränkt, so dass 95 Windstauwerte unabhängig davon, ob sie um Tnw oder um Thw aufgetreten sind, zur Verfügung stehen. Damit sind die Ergebnisse zur Anpassung von Verteilungsfunktionen an dieses Windstaukollektiv mit den Berechnungen auf der Basis der nach Tnw und Thw getrennten Windstauwerte vergleichbar.

Die Ergebnisse der Auswertungen mit den formalen Extrapolationen bis Überschreitungswahrscheinlichkeiten von P =  $10^{-4}$  sind in Tab. 7 zusammengestellt und in Abb. 9 dargestellt.



Empirische Überschreitungswahrscheinlichkeiten für Windstaumaxima partielle Serien, 1901-1995

Abb. 8: Überschreitungswahrscheinlichkeiten für Windstaumaxima, 1901–1995

			0	,		
T [a]	Jenkinson Verf. A [cm]	Jenkinson Verf. B [cm]	Gumbel [cm]	LOG Pearson III [cm]	Lin. Regression [cm]	LOG Normal [cm]
100	429	434	422	426	430	396
200	456	462	445	451	454	410
250	465	471	453	459	462	414
500	493	501	476	485	486	428
1.000	523	531	499	512	510	441
2.000	553	562	522	540	534	453
5.000	594	605	552	578	565	469
10.000	627	639	575	608	589	481
Mittl. Fehler	5,98	5,63	6,06	5,61	5,30	6,64

Tab. 7: Ergebnisse verschiedener Verteilungsfunktionen für die Zeitreihe der 95 höchsten Windstauwerte (unabhängig von der Lage zur Periode) [cm]

#### Windstauwerte Cuxhaven 1901-95

800 700 600 500 Windstau [cm] 400 300 200 100 0 10 100 1000 10000 T [a] - Jenkinson A - Gumbel (Extremwert I) -LOG Pearson III O Weibull — Lin. Regression — LOG Normal -– Jenkinson B

ohne Berücksichtigung der Lage der Peaks zur Periode 95 höchste Werte

Abb. 9: Anpassung an die 95 höchsten Windstauwerte (unabhängig von der Lage zum Tidescheitel)

Ordnet man den "maximal möglichen Windstau" nach GÖNNERT (1999) in die Verteilung ein, so ergibt sich für den Wert 450 cm unter Verwendung sowohl der LOG Pearson III Verteilung als auch der linearen Regression eine Wiederkehrzeit nahezu exakt T = 200 Jahren (Tab. 7).

Für die Beschreibung des "stochastischen" Anteils "Windstau" des beobachteten Gesamtereignisses Sturmflutwasserstand eignet sich für alle untersuchten Zeitreihen das Modell lineare Regression. Der als Gütekriterium herangezogene mittlere Fehler weist fast bei allen Windstau-Zeitreihen ein Optimum auf. Die mit dem Modell lineare Regression berechneten Werte liegen im Vergleich zu den anderen Funktionen im oberen bzw. konservativen Bereich.

#### 5.3 Überlagerung der Wahrscheinlichkeiten von Windstau und Tidehochwasser

Wie in Abschnitt 7.1 erläutert wurde, kann die Wahrscheinlichkeit eines extremen Sturmflutwasserstandes beschrieben werden, indem die Einzelwahrscheinlichkeiten für die beiden relativ unabhängigen Ereignisse "Windstau einer bestimmten Überschreitungswahrscheinlichkeit tritt auf" und "Windstau dieser Wahrscheinlichkeit tritt bei Tidehochwasser auf" multiplikativ verknüpft werden. Diese Vorgehensweise setzt die Unabhängigkeit der beiden Einzelereignisse voraus. Diese Bedingung kann für einen beliebig auftretenden Windstau als gegeben angesehen werden und gestattet somit diese grundsätzliche Herangehensweise. Das Verfahren ist auch für Pegel bzw. Küstenabschnitte anwendbar, für die nur eine relativ geringe Datenbasis zur Verfügung steht (JENSEN, 2000a und b). Wie allerdings sogleich gezeigt wird, sind anhand der Analyse der zeitlichen Überlagerung von aufgetretenen Windstauereignissen und Tidescheiteln dennoch weiteren Erscheinungen Rechnung zu tragen.

Aufgrund der vorangestellten Betrachtungen ist das STAUZEIT-Verfahren ausschließlich zur Abschätzung der Scheitelwerte extremer Sturmflutereignisse mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten geeignet. Hier soll nun die in der Erläuterung des Grundprinzips des Verfahrens eingesetzte kritische Scheiteldauer der Windstauereignisse und somit die Wahrscheinlichkeit P<sub>z</sub> für das Zusammentreffen von Windstauscheitel und Tidehochwasser näher quantifiziert werden.

Nach Untersuchungen von GÖNNERT u. SIEFERT (1998) nimmt die Scheiteldauer eines Windstauereignisses mit zunehmender Scheitelhöhe ab. Der Scheitel und damit die Scheiteldauer wurde dabei für jedes Ereignis über eine Ausgleichsgerade über kurzzeitige Schwankungen bestimmt. Neben diversen Sonderregeln bei zwei oder mehreren Peaks sind dabei hauptsächlich synoptisch betrachtete Windaufzeichnungen und die Lage zur Tidephase berücksichtigt worden. Aus diesen Untersuchungen folgernd kann Windstauereignissen mit einer Höhe von mehr als 450 cm am Pegel Cuxhaven eine Scheiteldauer von t < 2,5 Stunden zugeordnet werden, so dass die o.a. Voraussetzungen für eine Verknüpfung der Ereignisse "Windstau einer bestimmten Überschreitungswahrscheinlichkeit tritt auf" und "Windstau dieser Wahrscheinlichkeit tritt bei Tidehochwasser auf" als gegeben betrachtet werden können.

Die Wahrscheinlichkeit, dass ein Windstaumaximum mit sehr geringer Eintrittswahrscheinlichkeit um Thw auftritt, beträgt damit etwa  $P_z = 1/6$ . Um mit dieser Wahrscheinlichkeit einen Wasserstand der Überschreitungswahrscheinlichkeit  $P = 10^{-4}$  abzuschätzen, müsste damit ein Windstauwert einer Wahrscheinlichkeit von

$$P_{w} = \frac{P_{ges}}{P_{z}} = \frac{\frac{1}{10.000}}{\frac{1}{6}} = \frac{1}{1666,\overline{6}}$$

zugeordnet werden.

Wird die zeitliche Überlagerung der beobachteten Windstauereignisse mit der Tidephase betrachtet, ist nach Untersuchungen von GÖNNERT (1999) eine Konzentration der Windstaumaxima um Tnw (Tnw I und Tnw II) und 1,5 h vor Thw festzustellen Ein exaktes Zusammentreffen des maximalen Windstaus mit dem Tidehochwasserscheitel ist in diesem Jahrhundert nur bei einer höheren Sturmflut im Jahr 1995 aufgetreten.

Wird wiederum vereinfachend unterstellt, dass die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Windstaus einer bestimmten Wahrscheinlichkeit zu allen Tidephasen gleich groß ist

und ein kritisches Zeitfenster von  $\Delta t = 1$  h sowohl für den Bereich um Thw als auch der Dauer der besonders kritischen Windstauscheitelwerte, zugrunde gelegt wird, ergibt sich eine Wahrscheinlichkeit für das zeitgleiche Auftreten von maximalem Windstau und Tidehochwasserstand von etwa 1/12.

Es kann davon ausgegangen werden, dass die Wahrscheinlichkeit für das zeitgleiche Auftreten von Windstaumaximum und Tidehochwasserscheitel deutlich geringer als 1/12 ist. Darüber hinaus ist das Verhältnis von 0,9 der Windstaumaxima bei Thw zu den Windstaumaxima bei Tnw nach GÖNNERT (1999) zu berücksichtigen. D.h., die bei Tnw beobachteten Windstauwerte müssten gegenüber den bei Thw registrierten Windstaumaxima bei einer gemeinsamen statistischen Betrachtung reduziert werden. Da aber dazu keine weitere Differenzierung bei GÖNNERT (1999) angegeben wird, ist dieser physikalische Zusammenhang nur genähert durch eine Reduzierung der Eintrittswahrscheinlichkeit "maximaler Windstau tritt bei Thw auf" zu erfassen. Nach Auswertungen aller im Windstauatlas aufgeführten Windstauereignisse für den Pegel Cuxhaven und Berücksichtigung des Verhältnisses von 0,9 der Windstaumaxima bei Thw zu den Windstaumaxima bei Tnw wird die Wahrscheinlichkeit für eine maximale Überlagerung innerhalb der "kritischen Stunde" um Thw auf 1/20 abgeschätzt.

Damit ergibt sich die Überschreitungswahrscheinlichkeit für das Gesamtereignis "maximaler Sturmflutwasserstand" bei einem Windstauereignis mit der Überschreitungswahrscheinlichkeit P<sub>w</sub> = 1/500 zu

$$P_{ges} = \frac{1}{20} \cdot \frac{1}{500} = \frac{1}{10.000} \; .$$

Die Extrapolation auf eine Überschreitungswahrscheinlichkeit für den maximalen Windstau (Gesamtkollektiv der 95 höchsten Windstauwerte) von  $P_w = 1/500$  führt zu einem Wert von etwa W = 490 cm (Tab. 7, extrapoliert mit einer linearen Regressionsbeziehung). Bei einer mittleren Tide von NN + 150 cm ergibt sich der maximale Sturmflutscheitelwasserstand bei der Überschreitungswahrscheinlichkeit  $P_{ges} = 1/10.000$  zu

$$BW_{Tide} = NN + 150 \text{ cm} + 490 \text{ cm} = NN + 640 \text{ cm}.$$

Da in diesem Wasserstand das mittlere Thw der Zeitreihe 1986/95 berücksichtigt wurde, müsste für eine langfristige Bemessung der säkulare Meeresspiegelanstieg ggf. gesondert berücksichtigt werden. Für einen Planungszeitraum von wenigen Jahren (z.B. bis zum Jahr 2005) ist der säkulare Anstieg bzw. Trend für den Standort Cuxhaven mit  $s_T = 20$  bis 30 cm/100 Jahre zu vernachlässigen.

Der über eine phänomenologische Betrachtung von (weitgehend) unabhängigen Einzelereignissen ermittelte Wasserstand mit der Überschreitungswahrscheinlichkeit P =  $10^{-4}$  unterscheidet sich für den Pegel Cuxhaven nicht von dem über eine klassische Anpassung von Verteilungsfunktionen berechnetem Wasserstand. Mit der Anpassung nach der LOG-Pearson-III-Verteilung an die beobachteten Jahreshöchstwerte (BHThw-Zeitreihe 1849 bis 1997) wird der Wasserstand mit der Überschreitungswahrscheinlichkeit P =  $10^{-4}$  ebenfalls mit NN + 640 cm abgeschätzt (Tab. 4).

Der maximale Scheitelwasserstand mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von  $P_{ges} = 1/10.000$  ist für den Pegel Cuxhaven damit mit einer Höhe von 130 cm über dem bisher höchsten aufgetretenen Wasserstand abzuschätzen (510 cm über NN, aufgetreten 1976).

#### 5.4 Bewertung des Verfahrens STAUZEIT

Das für den Pegel Cuxhaven abgeleitete Verfahren zur Ermittlung von Extremwasserständen mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten, STAUZEIT, kann nach dem Stand der Wissenschaft zur Anwendung für die Küstenpegel an der deutschen Nordseeküste grundsätzlich empfohlen werden. Für dieses Verfahren sind allerdings die Zeitreihen der Windstau- bzw. Gesamtstauwerte (maximaler meteorologischer bzw. stochastischer Anteil der beobachteten Wasserstände) erforderlich.

Es ist anzustreben, entsprechende Zeitreihen der Wind- bzw. Gesamtstauwerte auch für die weiteren Pegel an der deutschen Nordseeküste zu ermitteln und mit diesen Zeitreihen auf der Basis des Verfahrens STAUZEIT die Extremwasserstände mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten zu bestimmen.

Ein weiteres Problem dieses nur für den Pegel Cuxhaven zur Verfügung stehenden Datenkollektives ist die sehr geringe Anzahl von Werten (65 Windstauwerte um Thw aus einem Zeitraum von rund 100 Jahren) und die Abhängigkeit einzelner Werte voneinander (z.B. bei aufeinander folgenden Sturmfluten). Bei dieser Zeitreihe handelt es sich nicht um eine äquidistante Zeitreihe, die einer statistischen Betrachtung in diesem Fall vorzuziehen ist.

Mit den klassischen Verteilungsfunktionen, z.B. auf der Grundlage jährlicher Maximalwerte, sind für Mündungspegel, d.h. weitestgehend durch Baumaßnahmen und Ausbaumaßnahmen unbeeinflusste Pegel, durchaus dem Verfahren STAUZEIT vergleichbare Ergebnisse für Extremwasserstände mit kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten bis  $P = 10^{-4}$  zu ermitteln. Die für den Pegel Cuxhaven ermittelten Ergebnisse für Scheitelwasserstände mit Überschreitungswahrscheinlichkeiten von  $P = 10^{-4}$  liegen bei allen geeigneten Verfahren in einem sehr engen Bereich von BW = NN +640 cm bis NN +700 cm.

Eine entsprechende Anwendung dieser Verteilungsfunktionen für die Standorte im Tideästuar der Elbe selbst ist nach den vorliegenden Untersuchungen nicht zulässig.

#### 6. Zuschlagverfahren für die Anwendung in Tideflüssen

Für eine Bemessung von Schutzbauwerken an Tideflüssen, bei denen ein Scheitelwasserstand mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von  $P = 10^{-4}$  zu Grunde gelegt werden soll, wird folgender Ansatz zur Ermittlung von Bemessungswasserständen mit sehr geringen Überschreitungswahrscheinlichkeiten vorgeschlagen.

Da mit statistischen Verfahren schon allein aus dem Verhältnis von verfügbarer Datenbasis (also Pegelzeitreihen) zum Extrapolationszeitraum die erhaltenen Ergebnisse allenfalls Hinweise auf Größenordnungen, aber keine exakten Bemessungswerte sein können, sollte sich der Bemessungswasserstand für einen Küstenstandort bzw. Standort in einem Tideästuar an einem Basiswert zuzüglich eines Zuschlags orientieren:

$$BW_{(10^{-4})} = Basiswert + Zuschlag.$$

Für eine langfristige Bemessung ist der säkulare Meeresspiegelanstieg ggf. gesondert zu berücksichtigen. Der Basiswert sollte durch einen Zuschlag erhöht werden, der den Unterschied zwischen einem Wasserstand der Überschreitungswahrscheinlichkeit  $P = 10^{-4}$  und dem Basiswert erfasst. Dieser Zuschlag ist in Abhängigkeit der örtlichen Gegebenheiten an der Küste bzw. der Lage in einem Tideästuar festzulegen.

Für die Definition des Basiswertes sind zunächst zwei (bei gesondertem Objektschutz drei) Möglichkeiten naheliegend:

- der geltende, amtliche Bemessungswasserstand
- der höchste bekannte Tidewasserstand HHThw
- ein über statistische Verfahren ermittelter Wasserstand mit einer bestimmter Jährlichkeit.

Bei Verwendung des jeweils gültigen amtlich festgelegten Wasserstandes zuzüglich eines Zuschlages würde man sich – sucht man einen Bemessungswasserstand zur Deichbemessung im Bereich besonders zu schützender Anlagen mit hohem Schadenspotential – definitionsgemäß in Richtung eines Objektschutzes begeben, da quasi auch bei Überlastung der restlichen Deiche die Sicherheit im Bereich der jeweiligen Anlage noch gegeben wäre. Der Zuschlag müsste sich dann an der Höhe und Wiederkehrzeit des festgelegten Bemessungswasserstandes orientieren. Dies wird unter drei Aspekten als problematisch gesehen. Zum Ersten sind den amtlichen Bemessungswasserständen meistens keine direkten Wiederkehrzeiten zugeordnet, zum Zweiten sind bereits die amtlichen Wasserstände das Ergebnis unterschiedlicher Verfahren, und zum Dritten müssten bei jeder Änderung der amtlichen Bemessungswasserstände auch die Höhen für die somit bemessenen Deiche angepasst werden.

Ist das Ziel gerade die Bestimmung des amtlichen Bemessungswasserstandes, so scheidet dieser erste Punkt ohnehin aus.

Bei Nutzung des höchsten bekannten Tidewasserstandes HHThw setzt man dagegen auf das bekannte, absolut höchste beobachtete Ereignis. Es muss dann aber bei der Wahl des jeweiligen Zuschlags zusätzlich die Lage dieses Wertes in Relation zur restlichen Zeitreihe berücksichtigt werden. Denn das HHThw kann ein einzelnes meteorologisches Extremereignis sein, welches deutlich über den übrigen Jahreshöchstwerten eines Pegels liegt und damit nicht zwangsläufig das hydrologische Verhalten an diesem Standort repräsentiert. Oder es kann sich relativ unauffällig als höchstes Ereignis in die bisherige Zeitreihe einfügen.

Ein Basiswasserstand nach der dritten o.a. Möglichkeit stellt sicher, dass für jeden Pegelstandort nachvollziehbar von gleichen Sicherheitsgrößenordnungen ausgegangen werden kann und wird favorisiert. Damit kann auch die Ermittlung des Zuschlages nach relativ einheitlichen Kriterien für verschiedene Standorte geschehen. Die Beschränkung auf niedrige Jährlichkeiten eliminiert dabei die Schwierigkeiten, die für die direkte Ermittlung von Bemessungswasserständen mit Überschreitungswahrscheinlichkeiten von  $10^{-4}$  bestehen. Hier wird vorgeschlagen, für den statistisch ermittelten Basiswert eine Jährlichkeit von T = 100 Jahren, d.h. das H<sub>100</sub>, zu verwenden.

Die Schwankungsbreite der Ergebnisse der 100-jährlichen Wasserstände  $H_{100}$  ist bei den üblicherweise langen und qualitativ guten Zeitreihen an der Nordseeküste und in den Tideästuaren für die verschiedenen Verteilungsfunktionen relativ gering. Die Streubreite für die Wasserstände  $H_{100}$  liegt nach den vorliegenden Untersuchungen im Bereich weniger Dezimeter.

Die Wasserstände  $H_{100}$  an der Küste und im Elbeästuar sind durch umfangreiche Untersuchungen abgesichert und sowohl durch physikalische als auch numerische Modelle verifiziert. Eine Orientierung an diesen Werten und die Ermittlung des Zuschlages aus den Untersuchungen für den Pegel Cuxhaven scheint derzeit die beste Möglichkeit zu sein, sinnvolle Abschätzungen im Bereich der durch Ausbaumaßnahmen beeinflussten Pegel zu treffen.

Die Differenz zwischen dem über das Verfahren STAUZEIT mit der Überschreitungswahrscheinlichkeit  $P = 10^{-4}$  ermittelte Scheitelwasserstand für Cuxhaven und dem Basiswert könnte dabei ein Anhaltswert für die Höhe des Zuschlags darstellen. Mit dem Verfahren STAUZEIT ergibt sich für den Pegel Cuxhaven ein Wasserstand mit der Überschreitungswahrscheinlichkeit P =  $10^{-4}$  von NN + 640 cm. Die Differenz zum H<sub>100</sub> (LOG Pearson III, siehe Tab. 2) beträgt also 138 cm. Der "maximal mögliche Windstau" wird von GÖNNERT (1999) für Cuxhaven im Vergleich mit W = 450 cm NN angegeben, so dass sich bei einer mittleren Tide von NN + 151 cm ein Wasserstand von NN + 601 cm ergibt.

In Abb. 10 sind für die untersuchten Standorte entlang der Elbe (Cuxhaven, Brokdorf, Stadersand und St. Pauli) das MThw<sub>89/98</sub>, der säkulare Anstieg s<sub>T</sub>, der auf das Jahr 2000 beschickte beobachtete Höchstwert BHHThw<sub>2000</sub>, der Bemessungswasserstand BW<sub>2085</sub>, der H<sub>100</sub>-Wasserstand nach LOG Pearson III sowie der Bereich des Zuschlags für ein Sturmflutereignis mit einer Überschreitungswahrscheinlichkeit von 10<sup>-4</sup> dargestellt.

1200 1000 BHThw100 (LP III) + 150cm BHThwing (LP III) + 100cm 800 BW<sub>2085</sub> BHHThw<sub>2000</sub> 600 BHThw100 (LP III) Cuxhaven Brokdorf Stadersand St. Pauli 400 200 säk. Anstied 0 740 720 700 680 660 640 620 600 Elbe-km

Wasserstände entlang der Elbe

Abb. 10: Mittlere Wasserstände, Bemessungswasserstände, Trends und Zuschlag für das Elbeästuar

Das Zuschlagverfahren kann für Seedeiche an der Nordseeküste und Ästuardeiche empfohlen werden. Der Zuschlag sollte mit einer Größe von Z = 100 bis 150 cm angesetzt werden; für die hier untersuchten Bereiche der Unterweser und Unterelbe scheint ein Wert von Z = 150 cm angemessen. Dieser Zuschlag ist jeweils nach den örtlichen Verhältnissen festzulegen; hier ist unter anderem die Lage im Tideästuar von Bedeutung.

#### 7. Zusammenfassung

Die Höhe eines Hochwasserschutzbauwerks an der Küste ist vom maßgebenden Sturmflutwasserstand vor dem Bauwerk sowie der anlaufenden Wellenhöhe abhängig. Für die Festlegung des Bemessungswasserstandes, der i.A. für eine bestimmte Wahrscheinlichkeit bzw. Wiederkehrzeit bestimmt wird, sind neben Sicherheitsüberlegungen auch wirtschaftliche Aspekte zu berücksichtigen.

Die Verfahren zur Ermittlung von Bemessungswasserständen oder Bemessungsabflüssen basieren auf der Auswertung aufgezeichneter Wasserstände bzw. Abflüsse mit Hilfe statistischer Verfahren. Dabei wird versucht, mit Hilfe mathematischer Funktionen den Verlauf der Beobachtungswerte zu beschreiben und so die Ereignisse einer bestimmten Überschreitungswahrscheinlichkeit zu bestimmen. Ein Mangel dieser Verfahren ist, dass die klimatischen, hydrologischen und geophysikalischen Bedingungen, die zu der Entstehung von hydrologischen Extremwerten führen, weitestgehend vernachlässigt werden. Solange aber die physikalischen Prozesse, die zur Bildung eines extremen Ereignisses führen, nicht bekannt sind bzw. über deren Anteile zu wenig Daten bzw. Kenntnisse vorliegen, bleibt die statistische Analyse der einzige Weg, Bemessungsereignisse mit bestimmten Wiederkehrintervallen festzulegen.

Dabei ist zu berücksichtigen, dass nicht ein exakter Wert als Eintrittswahrscheinlichkeit für einen Sturmflutwasserstand an einen bestimmten Pegel angegeben werden sollte, sondern eine Abschätzung der Eintrittswahrscheinlichkeit mit Streubereich für einen ganzen Küstenabschnitt. Die Ermittlung solcher Eintrittswahrscheinlichkeiten sollte fachkundig unter Beteiligung aller verantwortlichen Dienststellen erfolgen.

Die Statistik kann nur als Hilfsmittel für die Abschätzung zukünftiger Ereignisse oder der Zuordnung von Eintrittswahrscheinlichkeiten für bestimmte Ereignisse angesehen werden. Eine Unkenntnis oder Teilkenntnis der Wahrscheinlichkeitsrechnung führt häufig zu Fehlinterpretationen der Ergebnisse, und die "genauen" Berechnungsmethoden können zu der Ansicht verleiten, dass die Ergebnisse exakt sind. Selbstverständlich ist bei der abstrakten theoretischen Ermittlung von Wasserständen mit der Wahrscheinlichkeitsrechnung die Beachtung der physikalischen Einflussparameter unerlässlich.

Statistische Verfahren zur Berechnung von extremen Sturmflutwasserständen mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten von P =  $10^{-3}$  bis  $10^{-4}$  können an der Nordseeküste nicht empfohlen werden. Im Bedarfsfalle können dazu alternativ lediglich verschiedene Möglichkeiten zur "Abschätzung" von Wasserständen mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten angeben werden.

Unter der Voraussetzung, dass geeignete langjährige Zeitreihen von Windstauwerten zur Verfügung stehen, kann das Verfahren STAUZEIT für die Küstenpegel empfohlen werden. Eine allgemeine Anwendung dieses Verfahrens ist aufgrund der fehlenden Datenbasis für viele Pegelstandorte allerdings nicht möglich. Eine Zusammenstellung entsprechender Windstaukollektive sollte durch die zuständigen Dienststellen erfolgen.

Das Zuschlagverfahren kann für Standorte an der Nordseeküste und in den Tideflüssen grundsätzlich empfohlen werden; der Zuschlag ist dabei nach den örtlichen Verhältnissen festzulegen. Danach sollte bei der Abschätzung von Sturmflutwasserständen mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten (P =  $10^{-3}$  bis  $10^{-4}$ ) der Basiswert durch einen Zuschlag erhöht werden, der den Unterschied zwischen einem Wasserstand der Überschreitungswahrscheinlichkeit P =  $10^{-4}$  und dem Basiswert erfasst. Da die Extrapolation einer mathematischen Verteilungsfunktion in dem Bereich großer Jährlichkeiten bzw. kleiner Überschreitungswahrscheinlichkeiten mit sehr großen Unsicherheiten behaftet ist, wird für den statistisch ermittelten Basiswert eine Jährlichkeit von T = 100 Jahren, d.h. das H<sub>100</sub> vorgeschlagen. Bei dem Zuschlag ist, soweit verfügbar, der höchste bekannte Tidewasserstand HHThw und der amtliche Bemessungswasserstand, in die Ermittlung mit einzubeziehen.

Insgesamt ist festzustellen, dass die fachliche und wissenschaftliche Akzeptanz für die Abschätzung von Sturmflutwasserständen an der Nordseeküste und in den Tideästuaren mit Überschreitungswahrscheinlichkeiten im Bereich von  $P = 10^{-3}$  bis  $10^{-4}$  auf der Basis von An-

passungsfunktionen nur sehr begrenzt gegeben ist. Allgemein wird derzeit noch eine pragmatische Vorgehensweise zur Ermittlung von Bemessungswasserständen an der Nordseeküste bevorzugt. Ergänzend zu Risk Management Untersuchungen sind weitergehende Untersuchungen zur Ermittlung von extremen Sturmflutereignissen, z.B. auf der Basis von extremen physikalisch konsistenten Wetterlagen und daraus abgeleiteten Sturmflutvorhersagen mit numerischen Modellen, unbedingt zu empfehlen.

#### 8. Schriftenverzeichnis

BRETSCHNEIDER et. al: Taschenbuch der Wasserwirtschaft, 7. Aufl., Paul Parey, Berlin, 1993.

- BSH: Internetseite des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie, http://www.bsh.de/ sturmfluten, Stand: April, 2003.
- CHOW, VEN TE et. al: Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill Book Company, London, 1964.
- DE RONDE, J. G. u.a.: Design Criteria Along the Dutch Coast, in Proceedings of the Hydrocoast Conference 1995, IHP-Project H-2-2, 1995.
- DIN 4047, Teil 2: Landwirtschaftlicher Wasserbau Begriffe Hochwasserschutz, Küstenschutz, Schöpfwerke, Beuth Verlag, Berlin, 1988.
- DIN 4049, Teil 1: Hydrologie Grundbegriffe, Beuth Verlag, Berlin, 1994.
- DIN 4049, Teil 3: Hydrologie Begriffe zur quantitativen Hydrologie, Beuth Verlag, Berlin, 1994.
- DIN 19700, Teil 11: Stauanlagen Talsperren, Beuth Verlag, Berlin, Norm-Entwurf August, 2001.
- DVWK: Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft Heft 251. Hamburg, Paul Parey, 1999.
- EAK 1993: Empfehlungen für Küstenschutzbauwerke, Die Küste, Heft 55, Boyens & Co. Heide, 1993.
- FÜHRBÖTER, A. u. JENSEN, J.: Säkularänderungen der mittleren Tidewasserstände in der deutschen Buch, Die Küste, Heft 42, Boyens & Co. Heide, 1985.
- FÜHRBÖTER, A.; JENSEN, J.; SCHULZE, M. u. TÖPPE, A.: Sturmflutwahrscheinlichkeiten an der deutschen Nordseeküste nach verschiedenen Anpassungsfunktionen und Zeitreihen. Die Küste, Heft 47, Boyens & Co. Heide, 1988.
- GÖNNERT, G. u. SIEFERT, W.: Sturmflutatlas Cuxhaven, Studie Nr. 91, Strom- und Hafenbau Hamburg, 1998.
- GÖNNERT, G.: Windstauanalysen in Nord- und Ostsee, Abschlussbericht zum KFKI Forschungsvorhaben, März 1999.
- HUNDT, C.: Maßgebende Sturmfluthöhen für das Deichbestick der schleswig-holsteinischen Westküste, Die Küste, Jahrgang 3, Doppelheft 12, Boyens & Co. Heide, 1955.
- JENSEN, J.: Änderungen der mittleren Tidewasserstände an der Nordsee, Mitteilungen des Leichtweiss-Institutes für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig, 1984
- JENSEN, J.: Über instationäre Entwicklungen der Wasserstände an der deutschen Nordseeküste. Mitteilungen des Leichtweiss-Institutes für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig, 1985.
- JENSEN, J.: Anwendung der Jenkinson-Funktion zur Ermittlung von hydrologischen Bemessungsereignissen, Mitteilungen des Leichtweiss-Institutes für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig, 1987.
- JENSEN, J.: Extremereignisse an Nord- und Ostseeküsten Ermittlung von Bemessungsereignissen, Mitteilungen des Franzius-Instituts für Wasserbau und Küsteningenieurwesen der Universität Hannover, Heft 85, S. 40–57, 2000a.
- JENSEN, J.: Eintrittswahrscheinlichkeiten von Sturmfluten statistisch gesehen, Hansa Heft Dezember 2000, S. 60–66, 2000b.
- JENSEN, J. u. FRANK, T.: Abschätzung von Sturmflutwasserständen mit sehr kleinen Überschreitungswahrscheinlichkeiten, fww Schriftenreihe, Bd. 11, Siegen, 2002.
- KLEMES, V.: The Improbable Probabilities of Extreme Floods and Droughts, in: Hydrology of Desasters, Proceedings of the Techn. Conference, Geneva, 1988, WMO, 1989.

- KOOPMANN, G.: Wasserstandserhöhungen in der Deutschen Bucht infolge von Schwingungen und Schwallerscheinungen und deren Bedeutung bei der Sturmflut vom 16./17. Februar 1962. Dt. Hydrogr. Z. 15, S. 18–198, 1962.
- LAWA (Hrsg.): Weitergehende Auswertung von Tidekurven und deren Standardisierung, Länderarbeitsgemeinschaft Wasser, Arbeitskreis "Küstenhydrologie", Schwerin, 2001.
- Lenkungsausschuss für Sturmflutuntersuchungen in der Elbe: Untersuchungen über Maßnahmen zum Sturmflutschutz in der Elbe – Bericht, Die Küste, Heft 38, Boyens & Co. Heide, 1983.
- MLRLLT (Ministerium für ländliche Räume, Landesplanung, Landwirtschaft und Tourismus des Landes Schleswig-Holstein): Generalplan Küstenschutz. Integriertes Küstenschutzmanagement in Schleswig-Holstein 2001, Kiel, 2001.
- MÜLLER-NAVARRA, S. H. u. GIESE, H.: Improvements of an Empirical Model to Forecast Wind Surge in the German Bight. Dt. Hydrogr. Z. 51, S. 385–405, 1999.
- NIEMEYER, H. D.: Bemessung von See- und Ästuardeichen in Niedersachsen, Die Küste, Heft 64, Boyens & Co. Heide, 2001.
- PLATE, E. J.: Zeitreihenuntersuchung der Sturmfluten im Mündungsbereich der Elbe, Die Küste, Heft 38, Boyens & Co. Heide, 1983.
- PLATE, E. J.: Statistik und angewandte Wahrscheinlichkeitslehre für Bauingenieure, Verlag Ernst und Sohn, Berlin, 1993.
- POISSON, S. D.: Lehrbuch der Wahrscheinlichkeitsrechnung und deren wichtigsten Anwendungen, Verlag Meyer, Braunschweig, 1841.
- Rijkswaterstaat, RIKZ: De basispeilen langs de Nederlandse kust, 4 volumes, 1995.
- SCHULZ, H.: Verlauf der Sturmfluten vom Februar 1962 im deutschen Küsten- und Tidegebiet der Nordsee, Die Küste, Heft 1, Boyens & Co. Heide, 1962.
- SIEFERT, W.: Über das Sturmflutgeschehen in Tideflüssen, Mitteilungen des Leichtweiss-Institutes für Wasserbau der Technischen Universität Braunschweig, Heft 63, 1978.
- SIEFERT, W.: Bemessungswasserstände entlang der Elbe, Bericht einer Länderarbeitsgruppe, Die Küste, Heft 47, Boyens & Co. Heide, 1988.
- SIEFERT, W.: Tiden und Sturmfluten in der Elbe und ihren Nebenflüssen, Die Entwicklung von 1950 bis 1997 und ihre Ursachen, Die Küste, Heft 60, Boyens & Co. Heide, 1998 (a).
- SIEFERT, W.: Bemessungswasserstände 2085 A entlang der Elbe, Ergebnisse einer Überprüfung durch die Länderarbeitsgruppe nach 10 Jahre (1995/1996), Die Küste, Heft 60, Boyens & Co. Heide, 1998 (b).
- SIEFERT, W. u. CHRISTANSEN, H: Entwicklung und Stand der Sturmflutvorhersagen des Hamburger Sturmflutwarndienstes, Hamburger Küstenforschung, H. 42, 1983.
- TOMCZAK, G.: Der Einfluss der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers, betrachtet am Beispiel der Westküste Schleswig-Holsteins. Dt. Hydrogr. Z. 5, S. 114–131, 1952.
- TÖPPE, A.: Wasserstandsentwicklungen in Nord- und Ostsee, Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft (HTG) 47, S. 192–196, 1992.
- VON LIEBERMANN, N. u. MAI, S.: Küstenschutz an der Unterweser vor dem Hintergrund von Naturraum und Nutzung, Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, Online-Quelle: <u>http://www.fi.uni-hannover.de/~smai/risiko/</u>, 1999.
- VRIJLING, P. H. A. u. VAN GELDER, J. M.: Uncertainty Analysis of Water Levels on Lake Ijssel in the Netherlands, Proceedings of the 28th IAHR Congess, Graz, 1999.
- WEYDA, R.: Untersuchungen zu hohen Wasserständen an der deutschen Nord- und Ostseeküste, Diplomarbeit, Uni Siegen, unveröff., 1996.
- ZITSCHER, F.-F.; SCHERENBERG, R.; CAROW, U.: Die Sturmflut vom 3. und 21. Januar 1976 an den Küsten Schleswig-Holsteins, Die Küste, Heft 33, Boyens & Co. Heide, 1979.

#### 9. Symbole und Kurzbezeichnungen

- BHThw : Beschickte, bzw. homogenisierte HThw-Werte; Trendbereinigte Werte
- $HHQ_{O}$  : höchster bekannter Wert des Oberwasserabflusses
- HHThw : höchster bekannter Wert des Tidehochwassers
- HThw : höchster Wert des Tidehochwassers in einer Zeitspanne

М	:	Rang eines Elements einer in ansteigender Folge sortierten Reihe
MThb	:	mittlerer Tidehub; mittlerer Höhenunterschied zwischen Thw und den beiden
		benachbarten Tnw
MThw	:	mittleres Tidehochwasser; arithmetischer Mittelwert einer Zeitspanne
MTmw	:	mittleres Tidemittelwasser; Wasserstand der waagerechten Flächenausgleichs-
		linie der Tidekurve; arithmetischer Mittelwert einer Zeitspanne
MTnw	:	mittleres Tideniedrigwasser; arithmetischer Mittelwert einer Zeitspanne
Р	:	Wahrscheinlichkeit; siehe Tab. 2
Р.,	:	Unterschreitungswahrscheinlichkeit; siehe Tab. 2
P <sub>ü</sub>	:	Überschreitungswahrscheinlichkeit; siehe Tab. 2
P_	:	Wahrscheinlichkeit des zeitgleichen Auftretens von Windstaumaximum und
Z		Tidehochwasserscheitel
P <sub>w</sub>	:	Wahrscheinlichkeit für das Erreichen eines bestimmten Windstauwerts
P	:	Wahrscheinlichkeit für das Gesamtereignis "maximaler Sturmflutwasserstand"
R	:	(stochastisches) Risiko; siehe Tab. 2
S <sub>T</sub>	:	Säkulartrend; Langfristige Veränderung der Meereswasserstände gegenüber dem
1		Land, bezogen auf einen Zeitraum von 100 Jahren (Säkulum)
Т	:	Wiederkehrzeit (hier: in Jahren)
TE	:	Ebbedauer; Zeitspanne von Thw zum folgenden Tnw
TF	:	Flutdauer; Zeitspanne von Tnw zum folgenden Thw
Thw	:	Tidehochwasser
Tnw	:	Tideniedrigwasser
$W_{Thw}$	:	Windstauhöhe, aufgetreten um Tidehochwasser
WTnw	:	Windstauhöhe, aufgetreten um Tideniedrigwasser
1 11 W		

Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

# KURZBEITRÄGE

Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

# 28th International Conference on Coastal Engineering ICCE '02 in Cardiff, Wales, UK

# Einleitung

Vom 7.–12. Juli 2002 fand in Cardiff, Wales, England, die 28ste Internationale Küsteningenieurkonferenz ICCE '02 statt. Die erste ICCE wurde 1950 in Long Beach, USA, organisiert, und danach fanden alle zwei Jahre Nachfolgekonferenzen an den unterschiedlichsten Plätzen der Erde statt. Deutsche Küsteningenieure nehmen seit 1970 in zunehmender Anzahl an dieser richtungweisenden Konferenz teil. Im Jahre 1978 wurde sie in Hamburg ausgerichtet, und es sieht so aus, als ob dreißig Jahre später Hamburg wieder der Austragungsort für eine ICCE sein wird. Das Organisationskomitee und der Coastal Engineering Research Council haben der während der ICCE '02 vorgetragenen Bewerbung stattgegeben und Deutschland den Zuschlag für die Ausrichtung der 31. ICCE 2008 erteilt.

Teilnehmer und Organisation

Nach den hier vorliegenden Unterlagen des dortigen Organisationskomitees waren insgesamt etwa 550 Teilnehmer gemeldet; 375 von ihnen waren durch Beiträge und Vorträge aktiv beteiligt. Zusätzlich nahmen an den ,sessions' 65 Studenten teil und 61 Begleitpersonen waren angemeldet.

Die Verteilung der Teilnehmer auf die verschiedenen Nationen ergibt sich wie folgt:



Aus folgenden Ländern nahmen jeweils nur 1 bis 2 Personen aktiv an der Konferenz teil: Algerien, Bulgarien, Chile, Griechenland, Iran, Irland, Indien, Indonesien, Jamaika, Mexiko, Neuseeland, Nigeria, Polen, Russland, Singapur, Schweden, Thailand, Tonga, Vietnam.

Nicht immer sind die Austragungsräume der Konferenz gut geeignet für eine solche Massenveranstaltung. Zur Abwicklung von sechs parallelen Vortragsblöcken (sessions) standen im Rathaus der Stadt Cardiff fünf Vortragssäle/-räume zur Verfügung. Ein sechster konnte nach einem kurzen Fußweg in einem angrenzenden Gebäude erreicht werden. Dadurch waren Wechsel zwischen den einzelnen ,sessions' zeitlich nicht immer zu schaffen und führten häufig zu Störungen bei den einzelnen Vorträgen. Drei dieser Räume waren häufig überfüllt und dementsprechend schlecht belüftet.

Kaffeepausen und Lunchbuffet wurden im großen Saal des Rathauses durchgeführt, in dem auch die Mehrzahl der Aussteller ihre Stände aufgebaut hatten. Dadurch wurden viele der Teilnehmer an die Mehrzahl der Aussteller herangeführt, und es ergaben sich Kontaktgespräche. Allerdings konnten aus Platzmangel nicht alle Aussteller im großen Saal des Rathauses untergebracht werden, so dass im ersten Obergeschoss des Rathauses, angrenzend an das Foyer, in dem ebenfalls Kaffee und Lunch eingenommen werden konnten, weitere kleine Räume für Aussteller vorgehalten wurden. Dadurch waren nicht alle Ausstellungsstände gleichmäßig gut besucht.

Die technische Ausstattung der Konferenz war sehr gut. Jeder Vortragsraum war mit einem Laptop ausgestattet, auf den die jeweiligen ppt-Präsentationen von einem zentralen Rechner überspielt wurden. Der Vortragende konnte vom Rednerpult aus seinen Vortrag steuern; ein Techniker im Raum stand bei technischen Problemen zur Verfügung. Die Vortragenden waren gehalten, ihre Präsentation rechtzeitig vor der jeweiligen ,session' beim Zentralrechner zur Verfügung zu stellen. Overhead-Projektor bzw. Diaprojektor standen nur auf ausdrückliche Voranmeldung zur Verfügung. Obgleich die Technik reibungslos funktionierte, war die Information der Zuhörer über ausgefallene Vorträge und/oder Programmänderungen nicht zufriedenstellend. Es wird empfohlen, hier, wie auf der COPEDEC VI (s. nachfolgender Bericht), einen Laptop mit ,beamer' aufzustellen, der an zentraler Stelle die Programmänderungen an die Wand projiziert.

Wie bei den Vorgängerkonferenzen wurde jedem Teilnehmer das ,book of abstracts' zu Beginn der Konferenz zur Verfügung gestellt. Dieses Buch ist ein wertvoller Begleiter während der Konferenz und hilft bei der Auswahl der Vorträge, die man hören will. Etwa ein halbes Jahr nach Abschluss der Konferenz werden die ,proceedings' mit den gesamten Beiträgen veröffentlicht.

Das Rahmenprogramm war überwiegend zufriedenstellend.

Die nächste ICCE wird 2004 in Lissabon, Portugal, die darauffolgende 2006 in San Diego, Kalifornien, USA, stattfinden.

#### Gehalt der Konferenz

Die 280 angenommenen Vorträge waren in sechs Parallelströme eingeteilt, die in verschiedenen ,sessions' im jeweils dem Strom zugeordneten Vortragsraum in folgende Themen gegliedert waren:

- A: Sedimenttransport, Strandprofiländerungen (neueste Forschungsergebnisse und einige Fallstudien)
- B: Schüttstein- und Caisson-Wellenbrecher mit Wellenbelastung und Wechselwirkungen, Kolkung, Unterwasser-, schwimmende und neuartige Wellenbrecherkonstruktionen

- C: Wellenerzeugung, Seegangsklima, Wellentransformation und -brechen sowie numerische Modellierung von Wellenprozessen
- D: Gemischte Themen wie Tideprozesse, Baggerei und Hafenbetrieb, Küstenschutz und -bauwerke, Wellenüberlauf und Überflutungsrisiken
- E: Ripp- und küstenparallele Strömungen, Spülsaumprozesse, lange Wellen und Tsunamis
- F: Küstenmorphologie und Strandaufspülung, Küstenzonenmanagement, -planung und -gesetzgebung, Umweltprobleme.

Zusätzlich wurden 35 Beiträge als "poster papers' zugelassen und konnten in dem dafür vorgesehenen Raum ausgestellt werden.

In 14 Vortragsblöcken mit insgesamt 49 Beiträgen wurden Forschungsergebnisse zum Thema *Sedimenttransport* vorgestellt. Über Strandprofiländerungen wurde in 4 Sitzungen mit zusammen 16 Vorträgen berichtet. Zu jedem Themenbereich kam jeweils ein Beitrag aus Deutschland. Ein großer Teil der Veröffentlichungen geht auf Ergebnisse von Forschungsprojekten zurück, die von der Europäischen Union gefördert wurden.

Eine große Anzahl von mathematischen Modellen aus den bekannten Forschungszentren und universitäre Neuentwicklungen beschäftigen sich im Rahmen von Fallstudien in zwei- und dreidimensionalen Studien mit Systemanalyse von kleinräumigen Gebieten. Hafeneinfahrten, die Diagnose von Küstenentwicklungen, Sandbankevolution und Strandprofilentwicklungen werden vorgestellt.

Neben Untersuchungen zur Wechselwirkung von Seegang und Strömung, insbesondere auch über unterschiedlichen Bodenformen und Bodenmaterial, wird der Zusammenhang von Seegang und Sedimentkonzentration in der Wassersäule behandelt. Eine Reihe von Arbeiten beschäftigt sich mit der Berücksichtigung von Sedimentfraktionen in der Modellierung.

Der Frage nach der Entstehung von Rippeln, ihrer Veränderung und Verlagerung sowie ihrem Einfluss auf die Hydrodynamik wird in mehreren Arbeiten nachgegangen. Modellansätze zur Berechnung von Profilen bei meso- und macro-tidalen Stränden werden verglichen.

Als Weiterentwicklung in den Modellansätzen ist zunächst ein diffusiver Transportmechanismus für feine Sedimente zu nennen, der beim Transport über ausgedehnte Schelfflächen eine wichtige Rolle spielen könnte. Das Problem der Referenzkonzentration am Boden wird in einer anderen Arbeit mit einem sheet-flow-layer Ansatz gelöst. Ebenso gibt es erweiterte Ansätze bei der Modellierung vom Küstenlängstransport.

Berichte zu Fallstudien beleuchten unter anderem den aeolischen Sedimenttransport, den Einfluss aufeinander folgender Sturmereignisse auf die Veränderung der Küstenlinie und vorgelagerte Riffsysteme, Einflussfaktoren auf den Sedimenttransport in micro-tidalen Regimen und durch Seegang geformte Bodenformen an steilen Küsten.

Interessante Labordaten zur Nutzung für Modellvalidation liegen aus Messungen für Referenzkonzentrationen in Bodennähe und suspendiertes Sediment unter regulären und irregulären Wellen vor. Ebenso stehen für die Validation von Küstenlängstransport-Modellen neue Labordaten zur Verfügung. Besonders hervorzuheben sind morphologische Pilotexperimente zur Untersuchung von Welle-Strömung-Wechselwirkungen, die zur Validierung von morphodynamischen Modellen dienen können, weil gleichzeitig alle relevanten Prozess-Parameter gemessen werden.

Forschungsergebnisse zum Thema Wellen stellen traditionell einen Schwerpunkt der ICCE dar. So behandelten auch im Jahr 2002 insgesamt 63 Vorträge Themen wie

• Wellenmessung (Fernerkundung von Wellen, Naturmessungen, Messung von Wellen in Wellenkanal und Wellenbecken, Wellenanalyse),

- Wellenstatistik (Kurzzeitstatistik, Langzeitstatistik, probabilistische Ansätze, extreme Wellenereignisse, Bemessungswellen),
- Wellentransformation (Refraktion, Diffraktion, Shoaling, Wellenbrechen, White-Capping, Wind-Wellen-Interaktion, Wellen-Wellen-Interaktion),
- Wellensimulation (Wellen-Hindcasting, Simulationsverfahren),
- Wellentheorien (Wellenkinematik, Nichtlinearitäten) und
- Wellenmodelle (Boussinesq-Modelle, SWAN-Entwicklungen, FEM-Modelle).

Die meisten Vorträge behandelten die Wellenentwicklung im Küstennahfeld unter den verschiedensten Blickrichtungen. So sind nach wie vor Untersuchungen zu den Eingangswellen für numerische Modelle aufgrund der Unsicherheiten in der Wellenvorhersage sowie der Beschreibung der Form des Spektrums der einlaufenden Wellen von besonderer Bedeutung. Weiterhin ist die Wellentransformation aufgrund der zahlreichen nichtlinearen Prozesse Gegenstand vielfältigerUntersuchungen im Experiment, im numerischen Modell und in der Natur, wobei insbesondere das Wellenbrechen von seiner Faszination wenig verloren hat. In diesem Zusammenhang sind zwei Vorträge zum White-Capping und zu den sogenannten Wellenfingern (Brecherzungen) aufgrund der besonderen Themenwahl hervorzuheben. Aber auch klassische Themen wie die Ermittlung von Brecherkriterien, Shoaling, Refraktion und Diffraktion wurden während der Konferenz behandelt.

Die numerische Simulation von Wellen wurde von zahlreichen Papern angesprochen. Praktische Bedeutung für Untersuchungen zur Wellenentwicklung in Deutschland haben aufgrund der weiten Verbreitung des Modells SWAN Veröffentlichungen zu diesem Thema. In diesem Zusammenhang ist auf die erstmalige Implementierung von Ansätzen zur Diffraktion in SWAN hinzuweisen. Erste Ergebnisse zeigen bereits eine vielsprechende Übereinstimmung zwischen numerischer Simulation und theoretischer Lösung.

Die Belastung von Wellenbrechern war Thema mehrerer Vorträge. Ein interessantes Programm in England beschäftigt sich in diesem Zusammenhang mit alten Bruchsteinwellenbrechern, die auf ihre Standfestigkeit untersucht werden. Dabei spielen die Größe der Fugen und der Anteil der eingeschlossenen Luft im Belastungsvorgang eine wesentliche Rolle. Bei der Belastungsberechnung von Pfählen im Brandungsbereich muss die Charakteristik der brandenden Welle beachtet werden. Neue Ideen für Wellenabsorber für den Einsatz im Modellversuch, aber auch in der Praxis in Häfen und Marinas konzentrieren sich auf horizontale Platten und Rohrgitter. Häufig werden bei diesen Beiträgen die Ergebnisse bereits bekannter Untersuchungen nicht berücksichtigt. Die Anordnung von Absorbern mit Caissonoder Großpfahlbauwerken zielt bereits auf die Belastung von kreisförmigen Bauwerken, auch als Gründungskörper für Offshore-Windanlagen.

Schüttsteinwellenbrecher, Porositätsprobleme und Stabilität sind weiterhin Thema verschiedener Beiträge. Die Verklammerung der Naturstein- oder Betonarmierungselemente, deren Lagestabilität und die Anordnung der Filterschichten ist weiterhin Gegenstand intensiver Forschung, da insbesondere bei Wellenbrechern geringe Reduzierungen im Steingewicht oder der Blockgröße bzw. weiterentwickelte Techniken bei der Anordnung von Armierungskörpern zu erheblichen Einsparungen führen können. Die Propagierung von bestimmten Verfahren oder Fabrikaten z.B. für Betonarmierungskörper (CoreLoc etc.) hielt sich dabei in Grenzen. In zunehmendem Maße werden, besonders bei der Erforschung der Wechselwirkung von Schutzbauwerken mit Wellen und Strömungen, aber auch zur Nachrechnung von Schadensereignissen und für die Bemessung, numerische Modelle eingesetzt. Eine Reihe von Fallstudien über Erfahrungen mit verschiedenen Techniken rundete besonders diesen Bereich ab. Sonderformen der Wellenbrecher wie unter der Wasseroberfläche liegende (submerged breakwaters), vom Strand abgesetzte (detached breakwaters) oder auch schwimmende Wellenbrecher (floating breakwaters) und der Einfluss dieser Bauwerke auf die Topographie wurden in zwei weiteren ,sessions' behandelt. Dabei befasste sich ein Beitrag auch mit der Erfassung der Topographieänderungen mittels Satellitenfernerkundung.

Im Themenkreis Ästuare nahmen naturgemäß Beiträge über Abdämmungen von Ästuaren in England einen breiteren Raum ein. Eine Reihe von Untersuchungen über Sandwanderung, Verschlickung und Baggerprobleme in Ästuaren bietet interessante Einblicke in die Erfahrungen in anderen Ländern. Insbesondere der numerischen Simulation von Verklappungsvorgängen und ihrer Optimierung in Bezug auf eine wirtschaftliche Baggerstrategie wird einige Aufmerksamkeit gewidmet.

Im Bereich *Hafenbau/-planung* wurden vorwiegend Fallstudien vorgetragen. Probleme der Wellenunruhe in Häfen und der Wirkung von Schutzbauwerken werden fast ausschließlich durch numerische Untersuchungen gelöst.

Langperiodische Wellen treten in allen Teilen der Welt auf und verursachen Probleme an den Küsten oder in Häfen durch die unkontrollierbare Bewegung von Schiffen bzw. die daraus resultierenden Trossenkräfte. Trotz jahrzehntelanger Forschung ist das Problem der langen Wellen nicht eindeutig gelöst und immer noch Gegenstand vieler Forschungsprojekte. Insbesondere bei langen Wellen, die durch Prozesse höherer Ordnung an Wellengruppen gebunden sind, sind vielfach noch Objekt von Forschungsvorhaben in physikalischen und numerischen Versuchsgerinnen. *Tsunamis* treten als extrem lange Wellen infolge unterseeischer Beben oder ähnlicher Naturereignisse auf. Die Aufsteilung in flachen Küstengewässern kann zu hohen Einzelwellen mit einer enormen Zerstörungskraft führen. Auch hier werden numerische Vorhersageverfahren entwickelt, die helfen sollen, Katastrophen zu verhindern.

Knapp jeder fünfte Vortrag befasste sich mit dem Thema Sedimenttransport und Strandprofiländerungen. Behandelt wurde die gesamte Bandbreite des Themas: Quer und längs zur Küste gerichtete Prozesse und Transportraten, Volumenänderungen im flachen Wasser und im tiefen Bereich unterhalb der so gen. "closure depth", Einwirkungen von Seegang, von brechenden Wellen und Tide, Suspension und bodennaher Transport, Rippelstrukturen und Sandwellen, Gleichgewichtsprofile, kurz- und langzeitliche Variation von Strandprofilen einschließlich Aufsteilungsphänomenen (coastal steepening), Dünenprofile.

Als besonderer Schwerpunkt, der sich zum Teil mit der Sedimentologie überschneidet, wurde auf der ICCE 2002 wiederum die *Küstenmorphologie* in einer eigenen Blockfolge behandelt. Festzustellen ist eine Verlagerung des thematischen Schwerpunktes in Richtung großräumige und langfristige Küstenentwicklungen sowie Fallstudien, zu denen Fragen von Strategie und Management gehören. Als praxisbezogene Thematik lassen sich den vorstehend genannten Schwerpunkten die Vorträge zur *Strandauffüllung (beach nourishment)* zuordnen. Die acht Vorträge dieser ICCE sind stark praxisbezogen. Sandknappheit macht erfinderisch: B. Edge et al. berichten über die Verwendung von wiederverwertetem Glas für Strandauffüllungen.

Dem Thema Coastal Legislation, Planning and Cooperation wurden vier Vortragsblöcke gewidmet. Rechnet man die jeweils zwei Blöcke zum Thema Coastal Management und Flood Risk Management hinzu, so ergibt dies insgesamt knapp zehn Prozent der Vorträge. Den Schwerpunkt des erstgenannten Blockes bilden Beispiele aus England, die den dort weit fortgeschrittenen Stand der Planungsinstrumente, der institutionalisierten Kooperationen und der gesetzlichen Grundlagen ausweisen. Der Schwerpunkt Küstenmanagement befasst sich überwiegend mit dem Langzeitverhalten von Stränden, deren Planung sowie Schutz und Erhaltung. Der letztgenannte Block gibt Einblicke in den Stand der Forschung zu den Themen

Überflutungsrisiko (Ermittlung und Management) sowie *Probabilistische Berechnungsmethoden* als Instrument für Küstenschutzwerke. Jeweils drei der acht Vorträge kamen aus Deutschland und Großbritannien; die beiden anderen waren niederländische Beiträge. Diese Thematik ist für den Küstenschutz von aktuellem Interesse und wird vermutlich auf der kommenden ICCE eine noch stärkere Beachtung finden.

Das Thema Integriertes Küstenzonenmanagement/IKZM (Integrated Coastal Zone Management/ICZM) wurde keinem speziellen Vortragsblock zugewiesen. Es ist aber in den vorstehend genannten drei Vortragsblöcken mit angesprochen und insbesondere in den drei "Keynote Addresses" ("Pressures and Opportunity", S. Huntington, HR Wallingford; "Coastal Engineering Science to policy and practice – A Strategic Approach", K. Burgess, Halcrow; "Science Driven Policy – The Humber Estuary", I. Townend, ABP Marine Environmental Research Ltd.) grundlegend und mit Beispielen aus Großbritannien veranschaulicht angesprochen. Die Umorientierung des Küsteningenieurwesens als Teil des gesellschaftlichen Prozesses hin zu integrativem Management wird nachdrücklich hervorgehoben. Ein Paradigmenwechsel von "Verteidigung" zu "Management" wird für notwendig gehalten. Begründet wird dies einerseits mit der Erkenntnis, dass die gegenwärtigen Lösungen langfristig unökonomisch sein könnten und andererseits mit der Überzeugung, dass der jetzige Ansatz nicht nachhaltig (sustainable) ist. Dargelegt wird, dass ein solcher Managementansatz Entscheidungen erfordere, die ausgewogen den Schutz der Bevölkerung, die wirtschaftliche Entwicklung und die Bewahrung von Werten berücksichtigen. Festgestellt wird: Bei den Management-Entscheidungen sind die Küstenmanager (coastal managers) mit erheblichen Unsicherheiten konfrontiert, wie räumliche und zeitliche Variabilität der natürlichen Gefahren, unvollständige Kenntnis der physikalischen Prozesse, unzureichende Naturdaten. Hinzu kommen abweichende und konfliktbeladene Ansichten über die Ziele und gewünschten Ergebnisse des Management-Prozesses: Unterschiedliche Bewertung der anzustrebenden Küstenmerkmale durch eine große Zahl der Beteiligten (stakeholders), keine abgesicherten Kriterien zur Akzeptanz der Risiken von Überflutungen und Landverlusten. Modernes Management bedient sich somit eines ganzheitlichen Lösungsansatzes: Übertragung von Bemessungsstandards (design standards) zu einem Ansatz, der sich auf das zu erzielende Ergebnis (Nachhaltigkeit) konzentriert.

Beiträge deutscher Teilnehmer

# Breaking Wave Characteristics for Loading of Piles

Kai Irschik, Uwe Sparboom, Hocine Oumeraci

Beach and Storm-Tide Protection on the Coast of the Baltic Sea Hans-H. Dette, Arved J. Raudkivi

Evaluation of Simulation Models Used for Morphodynamic Studies Rainer Lehfeldt, Peter Milbradt, Julio A. Zyserman, Volker Barthel

# The Influence of Refraction, Shoaling and Pre-Waves on Wave Run-Up Under Oblique Waves

Nino Ohle, Janine Möller, Holger Schüttrumpf, Karl-Friedrich Daemrich, Hocine Oumarci, Claus Zimmermann

RISC - a Flood Risk Management System

Nicole von Lieberman, Stephan Mai

# Failure Mode and Fault Tree Analysis for Sea and Estuary Dikes

Andreas Kortenhaus, Hocine Oumeraci, Roland Weißmann, Werner Richwien

Risk-Based Design of Coastal Flood Defences: a Suggestion for a Conceptual Framework Hocine Oumeraci, Andreas Kortenhaus

# Aeolian Sand Transport and Beach Erosion

Stephan Mai, Nicole von Liebermann

The Phenomenon of "Coastal steepening" – Does it Exist in the German Bight/North Sea Hans Kunz

Hydraulic Performance of Artifical Reefs: Global and Local Description M. Bleck, Hocine Oumeraci

# Wave Transformation at Artificial Reefs Described by Hilbert-Huang Transformation (HHT)

T. Schlurmann, Matthias Bleck, Hocine Oumeraci

Underwater-Filter-Systems: an Innovative Reef for Coastal Protection Gunnar Kether, Hocine Oumeraci

Interaction of Wave Overtopping and Clay Properties for Seadikes Janine Möller, Roland Weißmann, Holger Schüttrumpf, Mattias Kudella, Hocine Oumeraci, Werner Richwien, Joachim Grüne

## Overtopping Flow Parameters on the Inner Slope of Seadikes Holger Schüttrumpf, Janine Möller, Hocine Oumeraci

Effects of Offshore Boundary Condition Evaluation on Design Wave-Modeling Hanz Niemeyer, Ralf Kaiser

# Dyke Profile Optimization by Mathematical Modelling of Wave Run-Up and Overtopping

D. Schulz, W. Allsop, M. van Gent, R. Kaiser, J. Möller, J. Strybny, H. J. Verhagen, H. D. Niemeyer.

# On the Relevance of Chronology of Events in Medium Scale Morphodynamic Modelling of an Estuary

Christian Winter, Roberto Mayerle

# Morphodynamic Simulation of a Storm Event in a Bay of the German Baltic Coast Volker Barthel, Julio A. Zyserman, Rainer Lehfeldt

Die Autoren dieses Berichts danken dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen für die finanzielle Unterstützung bei der Teilnahme an der ICCE '02.

Volker Barthel Rainer Lehfeldt Hans Kunz Holger Schüttrumpf Die Küste Heft 67 (2003), Seiten 428, E 34 839 Lit.

# 6th Conference on Coastal and Port Engineering in Developing Countries COPEDEC VI

#### Einleitung

Vom 14.–19. September fand in Colombo, Sri Lanka, die sechste Konferenz über Küsten- und Hafeningenieurwesen in Entwicklungsländern statt. Zwanzig Jahre vorher war die Konferenz am gleichen Ort als Gegengewicht gegen die damals stark von den USA beeinflusste Internationale Konferenz für Küsteningenieurwesen (International Conference on Coastal Engineering – ICCE) ins Leben gerufen worden. Danach fand alle vier Jahre eine COPEDEC an wechselnden Orten und unter wechselnder Schirmherrschaft statt.

Besonderheit dieser Konferenz ist es, Ingenieuren aus den Entwicklungsländern Gelegenheit zu geben, Probleme aus Küsten- und Hafenwasserbau aus ihren Ländern vorzustellen und den Kontakt untereinander und mit ihren Kollegen insbesondere aus europäischen Ländern herzustellen. Während der fünftägigen Konferenz werden vorwiegend Ergebnisse angewandter Forschung und Fallstudien vorgetragen und diskutiert. Für Beiträge aus der Grundlagenforschung ist wenig Raum. Im Vergleich zu der ICCE herrscht bei der COPE-DEC eher ein familiärer Ton, wobei häufig vorhandene sprachliche Verständigungsschwierigkeiten durch intensive Beteiligung der Zuhörer abgebaut werden. Durch die finanzielle Unterstützung der Konferenz durch jeweils ein Sponsorland können viele junge Ingenieure aus Entwicklungsländern, die sonst nicht hätten kommen können, durch Reisebeihilfen teilweise oder ganz unterstützt werden.

Auf der fünften COEDEC in Kapstadt, Südafrika, sah es so aus, als ob nach 20 Jahren aus Mangel an Sponsoren die Jubiläumskonferenz in Sri Lanka (20 Jahre) in diesem Jahr die letzte sein würde. Nach vielfachen Verhandlungen ist es jedoch gelungen, die Konferenz ,weiterleben' zu lassen. Nicht zuletzt wegen der Bedeutung des Wissens- und Technologietransfers, der auf dieser Konferenz stattfindet, aber auch wegen der vielfältigen Kontakte, die sich hier mehr als auf anderen Konferenzen oder Symposien ergeben, hat sich der Internationale Schifffahrtskongress PIANC entschlossen, die Schirmherrschaft über die COPE-DEC zu übernehmen und durch seine Kooperationskommission CoCom die zukünftige Ausrichtung der Konferenz zu unterstützen. Die Teilnehmer der COPEDEC werden eingeladen, Mitglieder bei PIANC zu werden. Für Einzelmitglieder aus Entwicklungsländern gilt ein reduzierter Mitgliedsbeitrag. *Der Text der Vereinbarung ist als Anhang beigefügt.* 

Diese Entscheidung wurde auf dem letzten Tag der Konferenz in Colombo bekannt gegeben. Damit ist eine Fortführung einer Serie von Treffen unter den Aspekten Wissensaustausch und Treffen mit den in der Entwicklung befindlichen Ländern (countries in transition) gesichert.

Die nächste COPEDEC wird möglicherweise bereits 2005 in Dubai stattfinden.

## Konferenzteilnehmer und -inhalte

Nach den letzten Informationen während der Konferenz haben 239 Wissenschaftler und Ingenieure aus insgesamt 41 Ländern teilgenommen. Die den Nicht-Entwicklungsländern zuzuordnenden Teilnehmer kamen aus Belgien, Dänemark, Frankreich, Südafrika, USA, Ka-

nada, Niederlande, Deutschland, Australien, Island, Türkei, England, Japan, Russland, Brasilien, Uruguay, Vereinigte Arabische Emirate, Singapur, Brunei, Norwegen, Italien, Taiwan und Polen.

Entsprechend der geografischen Lage des Konferenzortes kamen viele der anderen Teilnehmer aus Indien und Sri Lanka. Die folgende Grafik zeigt eine Verteilung der Teilnehmer, wobei der asiatische Raum deutlich überwiegt.



#### Teilnehmerzahl aus den Ländern

Aus folgenden Ländern nahmen jeweils nur 1 bis 2 Personen an der Konferenz teil: Frankreich, Iran, Italien, Kanada, Lybien, Malaysia, Malediven, Mauritius, Mongolei, Nigeria, Rumänien, Singapur, Slowenien, Tansania, Ukraine, Uruguay, USA.

Die Gliederung der Beiträge entsprechend dem Programm zeigt eine Vielzahl von Themenbereichen. Diese lassen sich in etwa in die folgenden Schwerpunktbereiche mit Angabe der Anzahl von Vortragsblöcken (sessions) gliedern, wobei jeder Vortragsblock 3 (in Ausnahmefällen 4) Vorträge umfasst:

- Hafenplanung, -entwicklung und -unterhaltung (11)
- Simulation von Küstenprozessen (10)
- Wellenbrecher und andere Küstenschutzwerke (7)
- Wellen, Wellenkräfte (7)
- Fallstudien (7)
- IKZM, Datensammlung und Informationssysteme (5)
- Sedimenttransport (4)
- Umweltverträglichkeit, Meeresverschmutzung, Ölunfälle (3)
- Messtechnik und Modellierung (2)

Wie immer waren die vorgetragenen Beiträge in ein breites Spektrum an Qualität und Quantität einzuordnen. Es wurde jedoch offensichtlich, dass insbesondere aus den Entwicklungsländern die Qualität der Vorträge im Vergleich zu Vorläuferkonferenzen zugenommen hat. Dazu kommt, dass sich auch die Sprachgewandtheit der Vortragenden deutlich verbessert hat. In den vom Berichterstatter besuchten Vorträgen gab es selten Verständigungsschwierigkeiten.

#### Organisation

Alle offiziellen Veranstaltungen während der Konferenz wurden in der *Bandaranaike Memorial International Conference Hall – BMICH* abgehalten. Die Fahrt von den einzelnen Hotels zum Konferenzzentrum wurde nach vorgegebenem Fahrplan mit Bussen durchgeführt. Das galt auch für alle "social functions", wie z.B. die Icebreaker-Party und den Empfang durch die Stadt Colombo, bei denen reichlich Gelegenheit gegeben war, alte Kontakte aufzufrischen und neue herzustellen. Der Wert dieser Funktionen sollte hier noch einmal betont werden.

Registrierung und Information der Konferenzteilnehmer liefen reibungslos ab. Das zur Verfügung gestellte ,book of abstracts' diente neben dem handlichen Programmheft als Führer durch die Vorträge und half dem Besucher, sich zu orientieren. Für die laufende Information während der Konferenz war in der Halle des BMICH ein ,Laptop mit beamer' aufgestellt, auf dem laufend das technische Programm aktualisiert und ausgefallene oder auch neu eingefügte Vorträge, aber auch Änderungen im Rahmenprogramm kenntlich gemacht wurden.

Vorträge wurden in vier parallelen ,sessions' gehalten. Jedem Vortragenden standen 20 Minuten zur Verfügung; die anschließende Diskussionszeit betrug 10 Minuten. Dieser zeitliche Rahmen wurde im Allgemeinen gut eingehalten. Da die Vortragsräume dicht beieinander lagen, konnte man leicht von einer in die andere ,Session' überwechseln. Fiel ein Vortrag aus und konnte kurzfristig nicht ersetzt werden, wurde eine Pause eingelegt, um das Gesamtprogramm einzuhalten.

Die technische Ausrüstung in den Vortragssälen ließ nichts zu wünschen übrig. Wie vom Organisationskomitee gefordert, wurden **alle** Vorträge in PowerPoint eingereicht. In einem ,Autorenraum' waren bis zu 15 PCs und Laptops (teilweise mit CD-Brenner ausgerüstet) aufgestellt, auf denen die Vortragenden ihre Präsentationen überprüfen und ggfs. überarbeiten konnten. Mindestens 6 dieser Rechner waren an das Internet angebunden und konnten von den Konferenzteilnehmern genutzt werden, um die Verbindung zum heimatlichen Arbeitsplatz aufrechtzuerhalten, mails abzurufen bzw. zu versenden. Diese Plätze waren fast durchgehend belegt, so dass bei zukünftigen Konferenzen bei einer größeren Teilnehmerzahl ausreichend Internetplätze angeboten werden sollten.

Jeder Vortragsraum war mit einem ,Laptop mit Beamer' ausgestattet, auf den jeder Vortragende seine Präsentation (PowerPoint) spätestens in der der ,session' vorhergehenden Pause selbst aufspielen bzw. aufspielen lassen konnte. Technisches Personal stand bei Schwierigkeiten zur Verfügung. Damit hat der Vortragende eine gewisse Verantwortung für die Bereitstellung seines Beitrages; der ,session chairman' muss dafür sorgen, dass alle Vorträge seiner ,session' zur Verfügung stehen. Eine Vernetzung der Vortragsraumrechner war nicht vorgesehen und ist nach den Erfahrungen dieser COPEDEC und bei einer ähnlichen räumlichen Verteilung der Vortragssäle auch nicht erforderlich.

Während das ,book of abstracts' als gedruckte Version für die aktive Teilnahme an der Konferenz sehr wertvoll ist, wurden die Beiträge in voller Länge, die etwa zwei Monate vor Beginn der Konferenz dem Organisationskomitee zur Verfügung gestellt werden mussten, als elektronische Dokumente im pdf-Format auf einer CD veröffentlicht und den Teilnehmern zur Verfügung gestellt.

Es wird versucht werden, diese CD über das Netz im KFKI-web verfügbar zu machen.

#### Erfahrungen

Wegen der vier parallelen Sitzungen während der Konferenz kann hier nur ein kurzer Eindruck gegeben werden. Eine eingehende Beurteilung einzelner Beiträge muss dem Interessierten durch Einsicht in die elektronische Zusammenstellung (proceedings) vorbehalten bleiben.

#### Küstenzonenmanagement

Beiträge über das Küstenzonenmanagement waren vielfältig und von stark unterschiedlicher Qualität. Während die von europäischen Teilnehmern vorgetragenen ,papers' sich normalerweise auf eine kurze Problembeschreibung beschränkten und dann, teilweise mit auffallender Offenheit, das im jeweiligen Land entwickelte System propagierten, wurden aus Entwicklungsländern mehrere problemorientierte Vorträge gehalten, die einfach aufgebaut und gut nachzuvollziehen waren. Interessant war dabei z.B. die Darstellung der indischen Gesetzgebung, die die Küstenzone wasserseitig an der Niedrigwasserlinie begrenzt, wobei der anschließende Flachwasserbereich frei für Baumaßnahmen, Mineralabbau etc. ohne Kontrollmöglichkeit der Behörden zur Verfügung steht. Ernüchternd war in vielen Präsentationen die farbenfreudige Darstellung von Strukturen und "Sprechblasen", die wenig Substanz enthielten. Das Ergebnis vieler Vorträge, aber auch der anschließenden Diskussionen über IKZM war eher ernüchternd, Schlussfolgerungen vielfach mit Fragezeichen versehen.

Die auf dem bisher einzigartigen ,Oceans Act' fundierte Gesetzgebung zum IKZM in Kanada wird durch weitergehende Aktivitäten, insbesondere im Bereich Erziehung und Training für Entscheidungsträger untermauert.

In fast allen IKZM-Beiträgen fehlte die nach unseren Erfahrungen notwendige Komponente des Informationsaustauschs. Deswegen wurde der deutsche NOKIS-Beitrag interessiert aufgenommen und während und nach der entsprechenden ,session' eingehend diskutiert. Es ist zu erwarten, dass sich hieraus neue Kooperationsbeziehungen entwickeln, da einige Länder erst beim Aufbau einer Informationsdatenbank sind. Allgemein wurde die Problematik eines direkten Datenaustauschs erkannt, und eine erste Annäherung über Metadatenbanken wurde von vielen Diskussionsteilnehmern begrüßt. Obgleich hier noch einige Überzeugungsarbeit zu leisten ist, wurden doch erste Verbindungen hergestellt und müssen ausgebaut werden. Die Bereitstellung der englischsprachigen NOKIS-Broschüre wird zu dieser Entwicklung positiv beitragen.

Ein vergleichbarer Ansatz zu einem Informationssystem ist in Sri Lanka durch das Norwegische Wasserqualitätsinstitut NIVA entwickelt worden. Informationen darüber können auf der website http:// www.hdcc.lk/laiczmp gefunden werden.

#### Wellen/Wellenprozesse/Wellenklima

Wellenuntersuchungen waren vorwiegend auf bestimmte Regionen bezogen und häufig durch numerische Modelluntersuchungen gestützt. Häufig werden Wellenmessungen durch Fernübertragung an Küstenstationen aufgezeichnet, ausgewertet und stehen dann im Netz zur Verfügung. Ein weltübergreifendes System ,WORLDWAVES' bietet Wellendaten aus NOAA-Messnetzen und Modellen für alle Ozeane der Welt an. Das teilweise aus früheren EC/EU-Projekten finanzierte System kann über http://www.oceanor.no erreicht werden.

Einige der Untersuchungen mit Wellen stammten aus deutscher Feder (s. Anhang). Der Beitrag zum schrägen Wellenauflauf aus einem jetzt abgeschlossenen KFKI-Projekt wurde von verschiedener Seite als wichtig und lange überfällig bezeichnet. Interessant waren Beiträge zum Gruppenverhalten der Wellen und dessen Einfluss auf die Sedimentation. Al-

lerdings wurden mehr als zwanzig Jahre nach den ersten Untersuchungen zur Wellengruppierung nicht wesentliche neue Fakten vorgetragen.

Innerhalb dieser Gruppe zeigten zwei Beiträge zur Energiegewinnung aus Wellen, dass dieses Thema in Indien und Australien neues Interesse findet.

## Hafenentwicklung/Hafenbau

Das Spektrum der Beiträge zu diesem Thema ist sehr breit und erstreckte sich von der Planung und der Erörterung sozio-ökonomischer Aspekte über die physikalische/numerische Modellierung bis zu Baumethoden, Hafenbetrieb und Sanierung. Die dabei im Allgemeinen lebhaften Diskussionen zeigten das Interesse der Zuhörerschaft an der Thematik.

# Wellenbrecher/Küstenschutzwerke

Wie auch auf anderen Küsteningenieurskonferenzen fand dieses Thema den größten Zuhörerkreis. Auch hier erstreckte sich das Spektrum von der Planung und Modellierung bis zur Darstellung neuer Techniken und der Sanierung beschädigter Bauwerke. Fallstudien nahmen einen weiten Raum ein.

Insgesamt kann die COPEDEC VI als erfolgreiche Konferenz angesehen werden, die bei einer guten Organisation auf sehr guter technischer Grundlage technisches Wissen unter Fachleuten vermittelte, wobei dem Aspekt des Technologietransfers zu Entwicklungsländern besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden konnte. Dieser Transfer wird generell gut angenommen.

Dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen sei an dieser Stelle für die Förderung der Teilnahme an der COPEDEC VI gedankt.

Volker Barthel

# Beiträge deutscher Teilnehmer

Visualization of Deep-Water Breaking Waves Using a High Speed-Camera DÄTIG, M. u. SCHLURMANN, T.

Medata-Information Systems as a Basis for an Integrated Coastal Zone Management BARTHEL, V. u. LEHFELDT, R.

Run-up of Oblique Waves on Sloped Structures Schüttrumpf, H.; Barthel, V.; Ohle, N.; Möller, J. u. Daemrich, K. F.

Effects of a Current Deflection Wall in a Tidal Harbour Entrance MATHEJA, A.; STOSCHEK, O.; GEILS, J. u. ZIMMERMANN, C.

Underwater Structures Against Sedimentation at a Ship Berth in a Tidal River STOSCHEK, O.; MATHEJA, A. u. ZIMMERMANN C.

The Influence of Local Wind on Wave Approach Direction in Real Shallow Water Sea State GRÜNE, J.

Data Management of Available Inhomogeneous Hydrographical and Meteorological Data – a Case Study –

Fröhle, P.; Koppe, B.; Radomski, J. u. Schlamkow, C.

Risk Analysis – Tool for Integrated Coastal Planning MAI, S. u. ZIMMERMANN, C.

Controlled Positioning of Rock Armour in Waters SCHLIE, S.

Analysis and Simulation of Rip-Rap Deformations at a Tidal River Bank OHLE, N. u. ZIMMERMANN, C.

Numerical Modeling of Wave Current Interaction in an Estuary MILBRADT, P. u. PLÜß, A.

SORBMOP Clean-Up Technology for Oil Spills KOPPE, B.; KOHLHASE, S.; SCHULZ-BULL, D.; KUMPF, E. u. JÜRGENS, M. W.

Dimensioning Wooden Piles in Coastal Engineering Referring to Wave-Induced Pile Movements and Ice-Jacking DEDE, C.; KOHLHASE, S.; RADOMSKI, J. u. WEICHBRODT, F.

Investigation of Long-Term Stability of Geotextiles for Bank Protection VOGT, H.

Sedimentation and Maintenance Dredging in Bremerhaven NASNER, H.; PIEPER, R. u. TORN P.

Probabilistic Description of Wave Forces on Pipelines Normal to Shoreline Near a Sloping Boundary

ROOPSEKHAR, K. A.; MAHMOUD, R. A.; SUNDAR, V. u. SCHLURMANN, T.

Environmental Impacts and Compensation of Container Port Extension, Bremerhaven, Germany

FILBRANDT, U.; BARGEN, VON, U. u. WOLTERING, S.

# Anhang

# Agreement on the merger between COPEDEC and PIANC

Coastal and Port Engineering in Developing Countries (COPEDEC) and the International Navigation Association (PIANC) do agree on the following merger program:

- 1. All participants to the Coastal and Port Engineering in Developing Countries COPE-DEC constituency who are not yet members of the International Navigation Association – PIANC (individual or corporate) will be invited to become members of PIANC.
- 2. Individual members from countries in transition, should they be considered eligible, will be allowed to join PIANC on payment of a reduced annual membership fee. To permit this, PIANC will adapt its association rules and regulations. Such members will get limited but adequate documentation and information to keep them informed about PIANC activities.
- 3. PIANC will ask each national section to sponsor each a limited number of fellowships for a four-yearly PIANC-COPEDEC conference, to be held in a country in transition.
- 4. CoCom, the PIANC Co-operation Commission, as the commission dealing with Waterway, Coastal and Port Development in Countries in Transition, will act as the executing body for the establishment of this merger. Therefore, CoCom will act as Advisory Council for the organisation of the future PIANC-COPEDEC conferences.

- 5. PIANC will further adapt its association rules and regulations to reflect that at least 50 % of the CoCom members (including corresponding members) are to come from countries in transition. This means that not only national sections should appoint CoCom members, but that also individual members should be given the opportunity to become a Co-Com member (by absence of national sections in countries in transition), on condition that they sign a firm commitment to deliver an active contribution to the CoCom activities. Minimum one CoCom meeting per year will take place in a country in transition, preferably coinciding with regional group meetings.
- 6. Both parties agree an a new mission and objectives for CoCom, as defined in paragraphs 16 and 17. The mission and objectives fully include the COPEDEC expanded mandate, as expressed in Cape Town, 1999.
- 7. Present COPEDEC Advisory Council and Permanent Secretariat members will be invited to become members of CoCom. Due to the large number of present and new members of CoCom, a new structure will be put under consideration.
- 8. Within CoCom, an International Organising Committee (IOC) of PIANC-COPEDEC Conferences will be formed. Both parties agree on the functions of the IOC, as defined in paragraph 18 to this document.
- 9. PIANC secretariat will assist the International Organising Committee (IOC) in printing and distributing promotional material, conference announcements and documents for the four-yearly PIANC-COPEDEC Conferences.
- The IOC for the PIANC-COPEDEC VII conference will consist of three members of the present COPEDEC PS (also delivering the chairman), three members of the present CoCom (also delivering the secretariat) and the chairmen of the Local Organising Committee (LOC) of the next PIANC-COPEDEC conference.
- 11. The present COPEDEC Permanent Secretariat (PS) will be dissolved and the newly formed IOC will act as Permanent Secretariat for the future PIANC – COPEDEC conferences and will decide upon its location of seat and office.
- 12. When organising the conference, IOC will maximise the use of modern means of communication. IOC will have tour meetings in between two COPEDEC Conferences, one in the year after a conference and three in the two years before the next conference. All meetings of the IOC will take place in countries in transition, preferably in the country where the next conference will take place.
- 13. A budget for the conference and IOC working costs will have to be submitted by IOC and approved by PIANC headquarters. The working costs of the IOC (meetings, travel, ...) will be borne by conference contributions on the registration fees and yearly contributions of PIANC headquarters, depending on mentioned budget proposals. For these yearly contributions, PIANC-COPEDEC IOC will be treated like the Steering Committees of the Regional Groups.
- 14. PIANC headquarters, CoCom and IOC will join their efforts to look for additional funding for fellowships for the PIANC-COPEDEC conferences.
- 15. PIANC/CoCom will no longer organise its four-yearly CoCom (PCDC) International Seminars. Instead of the 5th CoCom International Seminar, the PIANC-COPEDEC VII International Conference, under the auspices of CoCom, will take place in the autumn of the year 2007. This conference will retain the format and build on the proud tradition of the former COPEDEC conferences and CoCom (PCDC) seminars.
- 16. New mission of CoCom, PIANC International Co-operation Commission for Waterway, Coastal and Port Development.

Within the aims of the International Navigation Association (PIANC), it is the mission

of the International Co-operation Commission for Waterway, Coastal and Port Development in Countries in Transition (CoCom) to facilitate technology transfer and exchange of know-how and experience amongst waterway, coastal and port experts from countries in transition and with colleagues from industrialised countries, to develop mutual advantageous professional linkages and to enable countries in transition to form sustainable human resource pools of waterway, coastal and port development professionals.

- 17. New objectives of CoCom, PIANC Co-operation Commission for Waterway, Coastal and Port Development in Countries in Transition. Within the PIANC Strategic Plan, following specific objectives are allocated to CoCom:
  - 1. Create an efficient and effective dissemination and communication of the advantages of waterborne transport and the technical and scientific developments on navigable inland and maritime waterways, embracing port and harbour infrastructures and coastal zone development and management in countries in transition.
  - 2. Develop new tools for and promotion of exchange of technical knowledge and practical experience towards and between countries in transition.
  - 3. Enhance capacity building on the development, management and environmental sustainability of inland and maritime waterways, ports and coastal zones in countries in transition.
  - 4. Enhance the service and logistical support from industrialised countries to countries in transition.
  - 5. Build networks by identifying nodal points and establishing regional groups, in order to link navigation, port and coastal experts in the developing world more effectively with one another and with counterparts in the industrialised world.
  - 6. Organise a four yearly PIANC-COPEDEC Conference (in between the PIANC congresses) in a country in transition and undertake the responsibility of ensuring participation by organising funding support for the provision of fellowships.
- 18. Functions of IOC, International Organising Committee of PIANC-COPEDEC conferences.
  - 1. Arrange, in consultation with CoCom, for the PIANC-COPEDEC conferences to be held at four yearly intervals in between PIANC congresses, in selected venues in countries in transition.
  - 2. Prepare a budget for the conference to be approved by PIANC headquarters.
  - 3. Select, in consultation with CoCom, the conference topics.
  - 4. Take initiatives to activate participation from countries in transition at the conferences.
  - 5. Assist the host country in conference planning.
  - 6. Promote and establish bilateral and international co-sponsors for fellowships for the conferences together with PIANC headquarters and CoCom.
  - 7. Organise a Paper Selection Committee (PSC) and Fellowship Award Committee (FAC) in preparation of each conference.
  - 8. Prepare an evaluation report after each conference to be submitted to CoCom, and a financial statement to be submitted to PIANC headquarters.

September 2003

Mr. Eric Van den Eede	Mr. Frans Kapp	Mr. Summa Amarasinghe
President of PIANC	Chairman of CoCom	Chairman of COPEDEC PS

# Hydroinformatics 2002, Cardiff (UK)

Vom 1. bis 5. Juli 2002 fand in Cardiff (UK) die fünfte Konferenz "Hydroinformatics" statt, die gemeinsam von den Universitäten Cardiff und Briston organisiert wurde. In das Programm der Konferenz wurden etwa 300 Beiträge aufgenommen.

Die angekündigten thematischen Schwerpunkte waren:

- Entscheidungsunterstützungs- und Managementsysteme
- Integration von Technologien und von Systemen
- Geographische Informationssysteme (GIS)
- Werkzeuge, Arbeitsumgebungen und Programmiersprachen
- Numerische Rechenkerne
- Datenerfassung und -management
- Datensammlung und Wissenstransfer
- Neuronale Netzwerke in der Hydroinformatik
- Evolutionäre Algorithmen in der Hydroinformatik
- Internet, Intranets und Extranets
- Inverse Modellierung und Datenassimilation
- Unsicherheiten und Risiko
- Ökologie und Wasserqualitätsmodellierung
- Erfahrungen mit Modellsystemen

Der Schwerpunkt der Konferenz lag eindeutig auf den Bereichen von Modellierung und der Weiterentwicklung von Modellsystemen für den aquatischen Bereich. Daneben war der Bereich der Entscheidungsunterstützungs- und Managementsysteme recht stark vertreten, in dessen Rahmen deutlich wurde, dass ein Großteil dieser Systeme den Konflikt zwischen Entscheidungshilfe für die politische Ebene und umfassenden Arbeitswerkzeug für die fachliche Ebene nicht zufriedenstellend lösen kann.

Vom Autor wurde zu dem Themenschwerpunkt "Internet, Intranets und Extranets" ein Beitrag mit dem Titel "NOKIS – a metadata information system for German coastal regions of the North Sea and Baltic Sea" eingereicht und vorgetragen. Insgesamt war der Bereich *Metadaten* auf der Konferenz unterrepräsentiert, zumal in den vielen parallelen Sessions zur Modellierung deutlich wurde, dass eine qualitativ und quantitativ ausreichende Datenbasis oft nicht gegeben ist.

Ausgesprochen negativ machte sich auf der Konferenz die Tatsache bemerkbar, dass ein erheblicher Teil der Referenten nicht zur Konferenz angereist war, ohne dass die Organisatoren davon in Kenntnis gesetzt wurden. Daher fiel in einigen der Sessions bis zu der Hälfte der Präsentationen aus, wodurch der gezielte Besuch einzelner Vorträge so gut wie unmöglich wurde.

Die Beiträge zur Hydroinformatics 2002 sind in den zweibändigen Proceedings zur Konferenz erschienen, die über die KFKI-Bücherei zu beziehen sind.

Die nächste Hydroinformatics wird vom 21. bis 24.6.2004 in Singapur stattfinden. Nähere Informationen dazu sind auf der KFKI-Aktuelles-Seite im Internet zu finden.

Karsten Heidmann
## 27. Treffen der Estuary Study Group, 2003 in Brügge

Die Estuary Study Group (ESG) ist eine informelle Vereinigung von rd. 20 Experten aus Wasserbauinstituten und Hafenverwaltungen verschiedener Länder, die sich jährlich einmal treffen, um sich speziell mit den Wechselwirkungen aus Naturprozessen und ingenieurmäßigen Eingriffen in Tidegewässer zu befassen. Die Mitglieder dieser Gruppe haben bei diesen Treffen die Möglichkeit, eigene Arbeitsansätze kritisch überprüfen zu lassen und Anregungen zur Beantwortung offener Fragen zu erhalten. Um Fachwissen nachhaltig zu erweitern, wird dabei insbesondere über Wissenslücken und auch eigene Fehler berichtet und diskutiert. Dieser sehr offene Erfahrungsaustausch lässt sich natürlich nur dadurch aufrechterhalten, dass Inhalte aus diesem Fachtreffen nicht veröffentlicht werden.

Das Wissen wird selbstverständlich dadurch weiter getragen, dass es über die Teilnehmer in die Aufgabenbewältigung bei den sie entsendenden Institutionen einfließt. Weiterhin stellen die Teilnehmer Kontakte zu anderen Fachkollegen her, bei denen Interesse an speziellen Sachthemen besteht. Um dieses Interesse zu wecken werden nachfolgend Themen und Vortragende des Treffens vom 2. bis 4.6.2003 in Brügge aufgelistet:

vortragenae aco rieneno ve	in 2. 515 houzous in Drugge ungenstet.
Han Winterwerp, NL	On the sedimentation of cohesive sediment
Ricardo Petroni, ARG	Emissaries study in the estuary of the La Plata River
Robert McAdory, USA	Fluff in the Lower Atchafalaya River: Part II
Nigel Pontee, UK	A multidisciplinary study of coastal and estuary processes and their influence on spit morphodynamics in Chichester Har- bour, UK
Jeremy Spearman, UK	ADCP backscatter: A step change in the understanding of estuarine sediment transport
H. Jacob Vested, DK	Sediment issues in the Danish Wadden Sea
Giovanni Cecconi, I	Flood reduction in Venice with inlet structures: erosion and sediment balance.
Gerardo Di Dilvio, I	Short-term and long-term morphological modelling of tidal lagoons.
Javier Diez, E	New advances in the study of Ría of Foz. Backout passing for nourishment and inlet control.
Andreas Malcherek, D	The Prediction of Dunes in Estuarine Simulation Models
Jens Kappenberg, D	The Influence of Storms on Salinity and SPM in the Elbe and Weser Estuaries.
Hermann Christiansen, D	Results of hydraulic models, numerical models and reality
Bob Kirby, UK	Organic sediments successions in Florida, USA
Thijs van Kessel, NL	Physical scale model of the Sea Scheldt with tidal dock: calibration and first results.
Erik Toorman, B	Monitoring Nature Restoration in the Yzer Mouth Nature Reserve.

Häufig berichten Kollegen darüber, dass aufgrund politischer Vorgaben schnelle Entscheidungen zu wasserbaulichen Maßnahmen zu treffen sind, ohne dass ausreichend Zeit für genauere Voruntersuchungen zur Verfügung steht. Wenn derartige Entscheidungen in die Zeit des ESG-Treffens fallen, haben sehr oft Hinweise und direkter Know-how-Transfer durch anwesende Fachkollegen wertvolle Entscheidungshilfen geliefert.

Aus dieser Erfahrung ergibt sich die Empfehlung, sehr viel häufiger als üblich, Kollegen zu ad hoc-Expertentreffs einzuladen, um auf der Grundlage eines breiten Spektrums an Erfahrungen und bei minimalem Zeit- und Kostenaufwand, Problemlösungen schnell und zielgerichtet zu erarbeiten.

Ich danke dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen für die Förderung zur Teilnahme an diesem Treffen. Hermann Christiansen

## **Buchbesprechung**



Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. Von Per Smed, deutsche Übersetzung und Bearbeitung durch Jürgen Ehlers, 157 Abb. auf 34 Farbtafeln und 83 z.T. farbigen Abb. im Text. Gebrüder Borntraeger, Berlin – Stuttgart 2002, 193 S.

Per Smed und Jürgen Ehlers legen ihr Bestimmungsbuch für Leser ohne jegliche geologische Vorkenntnisse in einer 2. verbesserten Auflage vor. Nach einer straffen Einführung zur Mineral- und Gesteinskunde (Kap. 2) gehen die Autoren ausführlicher auf magmatische Gesteine und den darin enthaltenen Mineralen ein (Kap. 3). Daran schließt sich ein Überblick über die regionale Geologie Skandinaviens an (Kap. 4), der auch die Verhältnisse im tieferen Untergrund der Ostsee streift. Im 5. Kapitel besprechen Smed und Ehlers die Eiszeitalter von Elster bis Weichsel sowie die glazialen Prozesse, die für den Transport der Geschiebe nach Norddeutschland verantwortlich waren. Nach einem Einschub über Besonderheiten der Geologie Skandinaviens und der Erläuterung von Begriffen wie "Rapakivi" oder "Hälleflinta" (Kap. 6) folgt der ausführliche Leitfaden zur Bestimmung der Geschiebe (Kap. 7). Das Buch schließt mit einer Mineralliste, dem Literaturverzeichnis sowie einem ausführlichen Register und einer Definition wichtiger Fachausdrücke.

Das Buch ist vor dem Ziel, interessierte Laien anzusprechen, in Aufbau und Darstellung gelungen. Die ausgezeichneten Farbtafeln mit kurzen und prägnanten Gesteinsbeschreibungen sind auch für Fachleute ein sehr hilfreiches Nachschlagewerk bei der Bestimmung von norddeutschen Geschieben. Die Kartendarstellungen im Text sind klar strukturiert und aussagekräftig. Das Werk von Smed und Ehlers schließt eine Lücke zwischen den zahlreichen Fachbeiträgen zur Geschiebeforschung und den in der Regel allgemein gehaltenen Bestimmungswerken und ist ein kompakter und kompetenter Begleiter auf Streifzügen durch Norddeutschland.

Manfred Zeiler

## ICCE 2008 31<sup>st</sup> International Conference on Coastal Engineering



## ICCE 2008

Die 31st International Conference on Coastal Engineering (ICCE 2008) wird im Spätsommer 2008 in Hamburg stattfinden. Dies ist das Ergebnis der erfolgreichen Bewerbung auf der ICCE 2002 in Cardiff/Wales, die von der Hafenbautechnischen Gesellschaft und einer Reihe von Institutionen und Instituten unterstützt wurde. Damit hat das deutsche Küsteningenieurwesen nach 1978 erstmals wieder die Möglichkeit, die bedeutendste Konferenz auf dem Gebiet des Küsteningenieurwesens in Hamburg zu beherbergen.

Die "International Conferences on Coastal Engineering" finden turnusmäßig alle zwei Jahre an wechselnden Orten weltweit statt und bieten Küsten- und Wasserbauingenieuren aus aller Welt die Möglichkeit, neuste Forschungsergebnisse und innovative Fallbei-

spiele zu diskutieren. Zielgruppen der ICCE sind Forschungsinstitute, Wasserbauverwaltungen, Beratende Ingenieurbüros und Baufirmen. Die ICCE deckt das gesamte Gebiet des Küsteningenieurwesens ab, d.h. von Küstenprozessen (Tide, Wasserstand, Wellen, Strömungen, Sandbewegung), Küstenschutz und Küstenentwicklung über Integriertes Küstenzonenmanagement und Flood Risk Management, Hafenbau und Hafenplanung bis hin zu Themen wie Küstenrecht und Küstenverwaltung.

Das vorläufige nationale Organisationskomitee (Local Organising Committee – LOC) erwartet von der Ausrichtung der ICCE 2008 internationale Werbung für einheimische Baufirmen und Ingenieurbüros, eine breite Darstellung von Ergebnissen der Grundlagenforschung und der angewandten Forschung durch zahlreiche deutsche Konferenzbeiträge, einen Motivationsschub für junge Küsteningenieure und natürlich einen breiten Teilnehmerkreis aus Deutschland.

Informationen zur ICCE werden in den nächsten Jahren in Conference-Bulletins sowie auf der Conference-Website: http://icce2008.hamburg.baw.de veröffentlicht. Weitergehende Informationen können Sie in der Geschäftsstelle des KFKI und bei Dr. Ing. Holger Schüttrumpf; Bundesanstalt für Wasserbau – Dienststelle Hamburg; Wedeler Landstr. 157; 22559 Hamburg; E-Mail: icce2008@hamburg.baw.de; Tel.: 040-81908-332, erhalten.